

ISSN 0555-2648 (Print)
ISSN 2618-6713 (Online)



Проблемы Арктики и Антарктики

Arctic and Antarctic Research

Том 64
№ 2
2018



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Том 64, № 2, 2018

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2018

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.

Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

Главный редактор – чл.-корр. РАН И.Е. Фролов

Ученый секретарь редколлегии – канд. биол. наук И.А. Алехина (тел. (812) 416-4251)

Литературный редактор – Е.В. Миненко

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев, канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев, чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин,
д-р Т. Вихма (Финляндия), д-р геогр. наук М.Н. Григорьев, канд. физ.-мат. наук А.И. Данилов,
д-р Д.В. Дивин (Норвегия), чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов, **д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов**
(зам. главного редактора), **чл.-корр. РАН В.Д. Каминский** (зам. главного редактора),
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов, академик РАН В.М. Котляков,
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко, проф. М. Леппаранта (Финляндия),
канд. геогр. наук В.Я. Липенков (зам. главного редактора), канд. техн. наук В.А. Лихоманов,
академик РАН В.Ф. Логинов (Беларусь), д-р геогр. наук А.С. Макаров, д-р геогр. наук В.Н. Малинин,
д-р физ.-мат. наук А.П. Макштас, проф. А.В. Марченко (Норвегия),
академик РАН Г.Г. Матишов (зам. главного редактора), д-р геогр. наук Е.У. Миронов,
канд. биол. наук А.В. Неелов, д-р геогр. наук А.Ю. Прошутинский (США), академик РАН О.Н. Пугачев,
канд. геогр. наук В.Ф. Радионов, д-р Д. Райно (Франция), д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков,
акад. РАН В.А. Румянцев, д-р техн. наук К.Е. Сазонов, д-р техн. наук К.Г. Ставров, проф. Й. Тиде (Германия),
д-р физ.-мат. наук Л.А. Тимохов (зам. главного редактора), чл.-корр. РАН А.А. Тишков,
д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – corresponding member of the Russian Academy of Sciences

Ivan E. Frolov

Editorial Secretary – Irina A. Alekhina (phone: (812) 416-4251)

Literary Editor – Elena V. Minenko

Members of the editorial board:

G.V. Alekseev, L.P. Bobylev, K.V. Chistyakov, A.I. Danilov, D.V. Divine (Norway),
S.A. Dobrolyubov, N.N. Filatov, M.N. Grigoriev, **V.V. Ivanov** (deputy of the Editor-in-Chief),
V.D. Kaminsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.M. Kattsov, V.M. Kotliakov, B.V. Kozelov,
G.L. Leitchenkov, M. Leppäranta (Finland), V.A. Likhomanov, **V.Ya. Lipenkov** (deputy of the Editor-in-Chief),
V.F. Loginov (Belarus), A.S. Makarov, A.P. Makshtas, V.N. Malinin, A.V. Marchenko (Norway),
G.G. Matishov (deputy of the Editor-in-Chief), E.U. Mironov, A.V. Neelov, A.Yu. Proshutinsky (USA),
O.N. Pugachev, V.F. Radionov, D. Raynaud (France), V.A. Rozhkov, V.A. Rumiantsev, K.E. Sazonov,
K.G. Stavrov, **L.A. Timokhov** (deputy of the Editor-in-Chief), J. Tiede (Germany), A.A. Tishkov,
O.A. Troshichev, N.B. Vakhtin, T. Vihma (Finland)

Оригинал-макет и подготовка к печати: А.А. Меркулов. Англоязычное редактирование: Д.Г. Хвостенко.

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по группе научных специальностей ВАК 25.00.00 – Науки о Земле.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
e-mail: aaresearch@aari.ru. Сайт журнала: <http://www.aari.ru/misc/publicat/paa.php>

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»
70279 – на год; 48657 – на полгода; 70278 – на полгода (для предприятий и организаций).

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2018; © Росгидромет, 2018.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

<i>Е.В. Блошкина, К.В. Фильчук.</i> Современное состояние вод фьордов Западного Шпицбергена	125
--	-----

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

<i>V.V. Safargaleev, T.I. Sergienko.</i> Auroras in the cusp and its poleward vicinity: a case study (Полярные сияния в каспе и его приполюсной окрестности: исследование отдельного события)	141
---	-----

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ ЗЕМЛИ

<i>В.В. Харитонов, А.И. Шушлебин.</i> Анализ результатов совместного применения зонд-индентора и теплового бурения в ледовых исследованиях	157
---	-----

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

<i>Г.Н. Антоновская, С.М. Ковалев, Я.В. Конечная, В.Н. Смирнов, А.В. Данилов.</i> Новые сведения о сейсмичности Российской Арктики по данным пункта сейсмических наблюдений «Северная Земля»	170
<i>А.А. Крылов, Е.А. Гусев, Е.С. Миролюбова, А.А. Черных.</i> Геологическое и палеоокеанологическое значение псефитового материала из меловых-кайнозойских отложений приполюсной части хребта Ломоносова..	182

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

<i>А.А. Добродеев, Н.Ю. Клементьева, К.Е. Сазонов.</i> Несимметричное движение крупнотоннажных судов в «узком» ледовом канале.....	200
<i>С.Н. Зацепя, А.А. Ивченко, В.В. Солбаков, В.В. Становой.</i> О некоторых инженерных оценках параметров нефтяного разлива в море.....	208

CONTENTS

OCEANOLOGY

- E.V. Bloshkina, K.V. Filchuk.* The present state of West Spitsbergen fjords water masses 125

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

- V.V. Safargaleev, T.I. Sergienko.* Auroras in the cusp and its poleward vicinity: a case study (in English) 141

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- V.V. Kharitonov, A.I. Shushlebin.* Analysis of the joint application results of a borehole jack and thermal drilling in ice research 157

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

- G.N. Antonovskaya, S.M. Kovalev, Ya.V. Konechnaya, V.N. Smirnov, A.V. Danilov.* New information about the seismicity of the Russian Arctic based on the work of the seismic station “Severnaya Zemlya” 170

- A.A. Krylov, E.A. Gusev, E.S. Mirolubova, A.A. Chernykh.* Geological and paleoceanological significance of psephite from the cretaceous-cenozoic deposits from the near-pole part of the Lomonosov ridge 182

APPLIED ISSUES

- A.F. Dobrodeev, N.Y. Klementyeva, K.E. Sazonov.* A skewed movement of large-size ships in “narrow” ice channel 200

- S.N. Zatsepa, A.A. Ivchenko, V.V. Solbakov, V.V. Stanovoy.* Some engineering estimations of oil spill parameters in the marine environment 208

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.322

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-125-140

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОД ФЬОРДОВ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

Е.В. БЛОШКИНА, К.В. ФИЛЬЧУК*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*kirill@aari.ru

THE PRESENT STATE OF WEST SPITSBERGEN FJORDS WATER MASSES

E.V. BLOSHKINA, K.V. FILCHUK*

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*kirill@aari.ru

Received January, 15, 2018

Accepted June, 13, 2018

Keywords: Atlantic water, freshwater content, heat content, water masses, West Spitsbergen.

Summary

The study is based on CTD measurements collected during Arctic cruises in Isfjorden including Billefjorden and Grönfjorden in summer between 2011 and 2017. The purpose of this paper is to describe the present state of fjords water masses. In the first part of the paper distributions of water masses in Isfjorden and Billefjorden in summer 2014–2017 and in Grönfjorden in summer 2011–2017 are analyzed. In paper was shown that for Isfjorden and Grönfjorden there were 4 types of masses: surface water, intermediate water, transformed Atlantic water, and Atlantic water. In June 2014, was recorded the situation when Atlantic waters occupied the entire water area of Isfjord and Grönfjord. In summer in Billefjorden were identified 4 types of masses: surface water, intermediate water, local water, and winter water. In Isfjorden, new maximum temperature of Atlantic water was observed (6.85 °C) in summer 2016. It is greater on almost 0.5 °C than previous warmest peak in 2006. The maximum average values of water temperature, heat content in the upper 40 m layer were recorded in 2016. The summer 2016 was the warmest in Isfjorden, Billefjorden and Grönfjorden during the survey period.

Поступила 15 января 2018 г.

Принята к печати 13 июня 2018 г.

Ключевые слова: атлантические воды, водные массы, Западный Шпицберген, содержание пресных вод, теплосодержание.

Citation: Блошкина Е.В., Фильчук К.В. The present water masses conditions of West Spitsbergen fjords. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 125–140. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-125-140.

В данной статье анализируются результаты океанографических съемок, выполненных в Ис-фьорде, включая заливы Билле-фьорд и Грён-фьорд, в летние месяцы с 2011 по 2017 г. Основная цель статьи — описание современного состояния вод Ис-фьорда и его заливов. В первой части статьи анализируются особенности распределения водных масс в Ис-фьорде и Билле-фьорде в летние месяцы с 2014 по 2017 г. и в Грён-фьорде в летние месяцы с 2011 по 2017 г. Анализ измерений показал, что для Ис-фьорда и Грён-фьорда было характерно наличие четырех водных масс: поверхностной, промежуточной, трансформированной атлантической и атлантической. В июне 2014 г. была зафиксирована ситуация, когда вся акватория Ис-фьорда и Грён-фьорда была занята атлантическими водами. Для Билле-фьорда было характерно также наличие четырех водных масс: поверхностной, промежуточной, локальной и зимней. В 2016 г. был зафиксирован новый исторический максимум температуры в слое атлантических вод в Ис-фьорде (6,8 °C), что почти на 0,5 °C выше предыдущего рекорда, наблюдавшегося в 2006 г. Также по результатам расчетов для 2016 г. были получены максимальные средние значения температуры воды, теплосодержания в верхнем 40-метровом слое в Ис-фьорде, Билле-фьорде и Грён-фьорде, в целом 2016 г. стал самым теплым для этих заливов за исследуемый период.

ВВЕДЕНИЕ

Фьорды Западного Шпицбергена расположены в зоне активного взаимодействия атлантических вод, несущих свое тепло из умеренных широт в полярные регионы, и арктических вод, поступающих сюда из Баренцева моря.

Атлантические воды (АВ) распространяются вдоль архипелага в виде Западно-Шпицбергенского течения, являющегося продолжением Норвежского течения. По результатам недавних исследований установлено, что именно воды Западно-Шпицбергенского течения переносят большую часть всего объема АВ, поступающих в Арктический бассейн [1], и являются основным переносчиком тепла в Центральную Арктику [2, 3].

Арктические воды, характеризующиеся меньшими значениями солёности и температуры по сравнению с АВ, поступают в район континентального шельфа Западного Шпицбергена с водами Восточно-Шпицбергенского течения [4, 5], создающего своеобразный барьер для фьордов Западного Шпицбергена от прямого постоянного влияния АВ. Между АВ и арктическими водами формируется фронтальная зона, известная как арктический фронт [6].

Материковые ледники, подверженные процессам абляции, являются основным источником пресных вод, поступающих во фьорды [7]. Увеличение объема их поступления в летний период приводит к более устойчивой вертикальной стратификации [8].

Процессы ледотаяния морского льда обычно начинаются во фьордах в мае–июне и также приводят к распреснению поверхностного слоя. Процессы ледообразования, в результате которых формируется переохлажденная водная масса с высокими значениями солёности, начинаются обычно в ноябре. Однако доля влияния процессов ледотаяния и ледообразования на гидрологический режим фьордов постепенно снижается в связи с тем, что в последние годы на архипелаге Шпицберген наблюдаются аномально теплые зимы, ледяной покров образуется не каждый год и не во всех фьордах [9]. Помимо этого происходит увеличение температуры АВ, поступающих к берегам архипелага, затоки АВ внутрь фьордов становятся все более регулярными, их объем увеличивается [8, 10, 11]. Эти изменения оказывают глубокое влияние на структуру и функционирование всей экосистемы фьордов [12, 13].

В данной статье анализируются результаты океанографических съемок, выполненных в Ис-фьорде, включая заливы Билле-фьорд и Грён-фьорд, в летние месяцы

с 2011 по 2017 г. в экспедициях Арктического и антарктического научно исследовательского института (ААНИИ) на базе Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ).

С целью описания современного состояния вод Ис-фьорда и его заливов рассматриваются особенности распределения водных масс за исследуемый период, различные характеристики вод фьордов, такие как средняя температура и соленость, содержание пресных вод, теплосодержание и т.д. Также проводится сравнение этих характеристик с характеристиками, полученными для других фьордов Западного Шпицбергена за последние несколько лет в [14].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Ис-фьорд, Грён-фьорд и Билле-фьорд расположены на западном берегу о. Западный Шпицберген (рис. 1), который является крупнейшим островом архипелага.

Ис-фьорд, имеющий протяженность вдоль оси 107 км и ориентированный с юго-запада на северо-восток, является самым большим заливом архипелага Шпицберген. Сильно изрезанная береговая линия Ис-фьорда образует несколько заливов меньшего размера: Грён-фьорд и Адвент-фьорд на южной стороне; Сассен-фьорд, переходящий в Темпел-фьорд, и Билле-фьорд, заканчивающийся бухтами Мимер, Петунья, Адольфа на северо-востоке; Норд-фьорд, переходящий в Экман-фьорд и Диксон-фьорд на севере. Отсутствие топографического барьера на входе фьорда

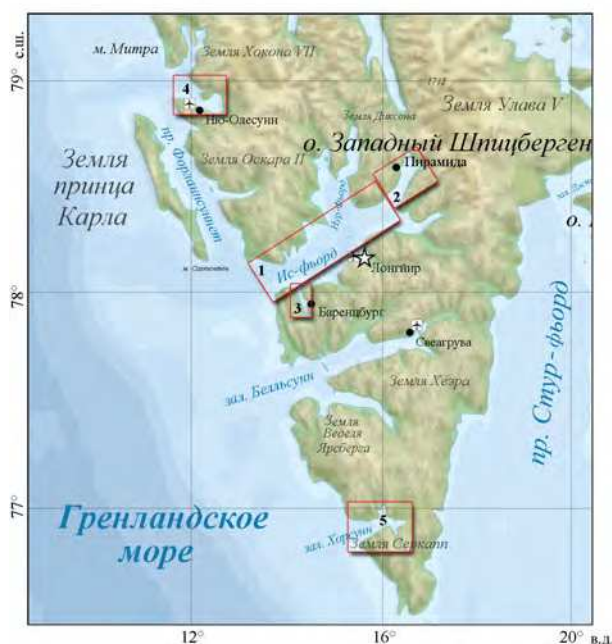


Рис. 1. Район исследования: 1 — Ис-фьорд, 2 — Билле-фьорд, 3 — Грён-фьорд, 4 — Конгс-фьорд, 5 — фьорд Хорнсунн

Fig. 1. Study area: 1 — Isfjorden, 2 — Billefjorden, 3 — Grönfjorden, 4 — Kongsfjorden, 5 — Hornsund

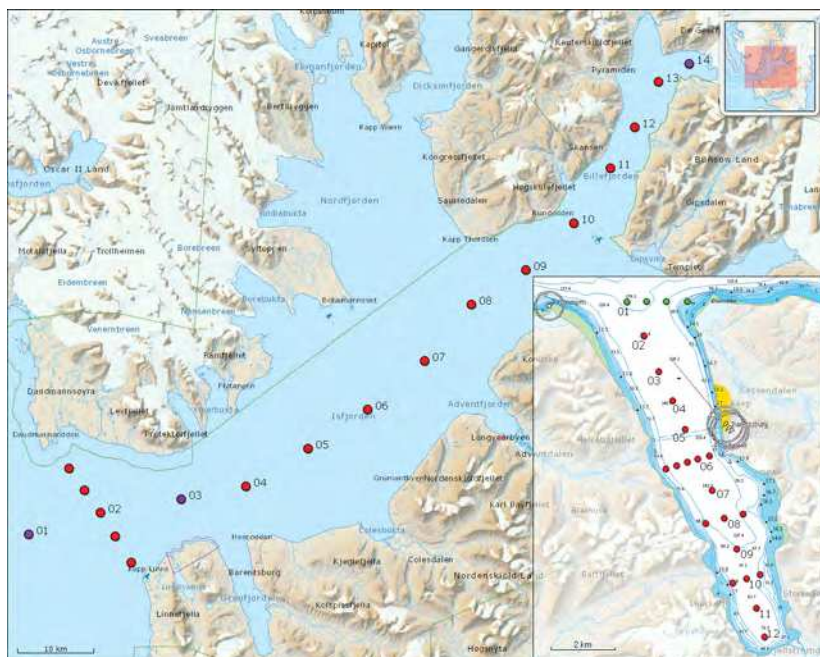


Рис. 2. Гидрологические станции в Ис-фьорде, Билле-фьорде и Грён-фьорде (врезка). Красные точки — станции, по которым были выполнены расчеты, зеленые точки — станции, выполненные в июне 2014 г. Картооснова: TopoSvalbard © Norwegian Polar Institute <http://toposvalbard.npolar.no>

Fig. 2. CTD stations in Isfjorden, Billefjorden and Grønfjorden (include at the map). Red points — stations that were included in calculations, green points — stations in June 2014. Map: TopoSvalbard © Norwegian Polar Institute <http://toposvalbard.npolar.no>

позволяет водным массам с континентального шельфа беспрепятственно проникать в глубь акватории.

Расположенный в восточной части Ис-фьорда Билле-фьорд — единственный из рассматриваемых фьордов в системе Ис-фьорда имеет на входе два топографических барьера — внешний (70 м) и внутренний (40 м), препятствующие свободному водообмену с соседними акваториями. Его протяженность составляет около 30 км в длину и 5–8 км в ширину, средняя глубина равна 160 м. Билле-фьорд имеет площадь 182 км² (5,9 % от Ис-фьорда) и объем 13 км³ (3,5 % от Ис-фьорда) [15].

Океанографические станции, выполненные в акватории Ис-фьорда и Билле-фьорда, представлены на рис. 2.

Грён-фьорд — сравнительно небольшой фьорд, расположенный на южной стороне Ис-фьорда в непосредственной близости от его горловины. Залив ориентирован в меридиональном направлении, его протяженность составляет примерно 16,5 км. Ширина и глубина фьорда увеличиваются с юга (кутовая часть) на север (выход в Ис-фьорд) с 1,8 до 5,4 км и с 50 до 170 м соответственно. Порог в горловине Грён-фьорда отсутствует, что обеспечивает возможность свободного обмена с водными массами Ис-фьорда. Схема размещения станций океанологического полигона РНЦШ на акватории залива Грён-фьорд представлена на рис. 2.

С 2014 по 2017 г. были выполнены три летние съемки в Ис-фьорде, включая Билле-фьорд, и одна съемка только в горле Ис-фьорда, с 2011 по 2017 г. было выполнено 7 летних съемок в Грён-фьорде.

ВОДНЫЕ МАССЫ ИС-ФЬОРДА И ЕГО ЗАЛИВОВ

Для выделения водных масс в исследуемых фьордах использована классификация Сведсена [16], разработанная им для системы фьордов Конгс-фьорд — Кросс-фьорд, так же относящихся к фьордам Западного Шпицбергена (табл. 1). В дальнейшем предложенная Сведсеном классификация была использована для анализа водных масс в Ис-фьорде в работе [15].

Таблица 1

Классификация водных масс фьордов Западного Шпицбергена

Водная масса	Характеристики
Атлантическая (АВ)	Температура $> 3^{\circ}\text{C}$, соленость $> 34,9\text{ ‰}$
Арктическая (АрВ)	$-0,5 < \text{температура} < 1,0^{\circ}\text{C}$, $34,3 < \text{соленость} < 34,8\text{ ‰}$
Трансформированная атлантическая (ТАВ)	$1,0 < \text{температура} < 3,0^{\circ}\text{C}$, соленость $> 34,7\text{ ‰}$
Поверхностная (ПВ)	Температура $> 1^{\circ}\text{C}$, соленость $< 34\text{ ‰}$
Промежуточная (ПрВ)	Температура $> 1^{\circ}\text{C}$, $34 < \text{соленость} < 34,9\text{ ‰}$
Локальная (ЛВ)	$-0,5 < \text{температура} < 1,0^{\circ}\text{C}$, соленость $\sim 34\text{ ‰}$
Зимняя (ЗВ)	Температура $< -0,5^{\circ}\text{C}$, соленость $> 34,3\text{ ‰}$

Под АВ понимаются воды Западно-Шпицбергенского течения. АрВ проникает во фьорды с континентального шельфа архипелага. ТАВ образуется в результате смешения АВ и АрВ. Формирование ПВ происходит во фьордах поздней весной и летом под влиянием увеличения объема материкового стока, таяния морского льда и радиационного прогрева. ПрВ — результат смешения ПВ и АВ (ТАВ). ЛВ формируется в осенне-зимний период в процессе охлаждения ПВ или ПрВ. Образование ЗВ происходит в результате выхолаживания воды до температуры замерзания при данной солёности и выделения рассола при формировании льда.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНЫХ МАСС В АКВАТОРИИ ИС-ФЬОРДА В ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ 2014–2017 гг.

В июне 2014 г. вся акватория Ис-фьорда была занята водной массой, характеризующейся значениями температуры от $0,5$ до $4,5^{\circ}\text{C}$ и практически одинаковыми во всем фьорде значениями солёности ($\sim 35,1\text{ ‰}$) (рис. 3а, б, станции 1–11). Такие высокие значения солёности указывают на то, что зафиксированная водная масса — АВ. Чем же тогда объяснить необычно низкие для АВ значения температуры в промежуточном и придонном слоях? Выраженная вертикальная стратификация по температуре позволяет предположить, что АВ находилась в Ис-фьорде достаточно длительное время, чтобы ее верхние слои начали охлаждаться в результате взаимодействия с атмосферой,

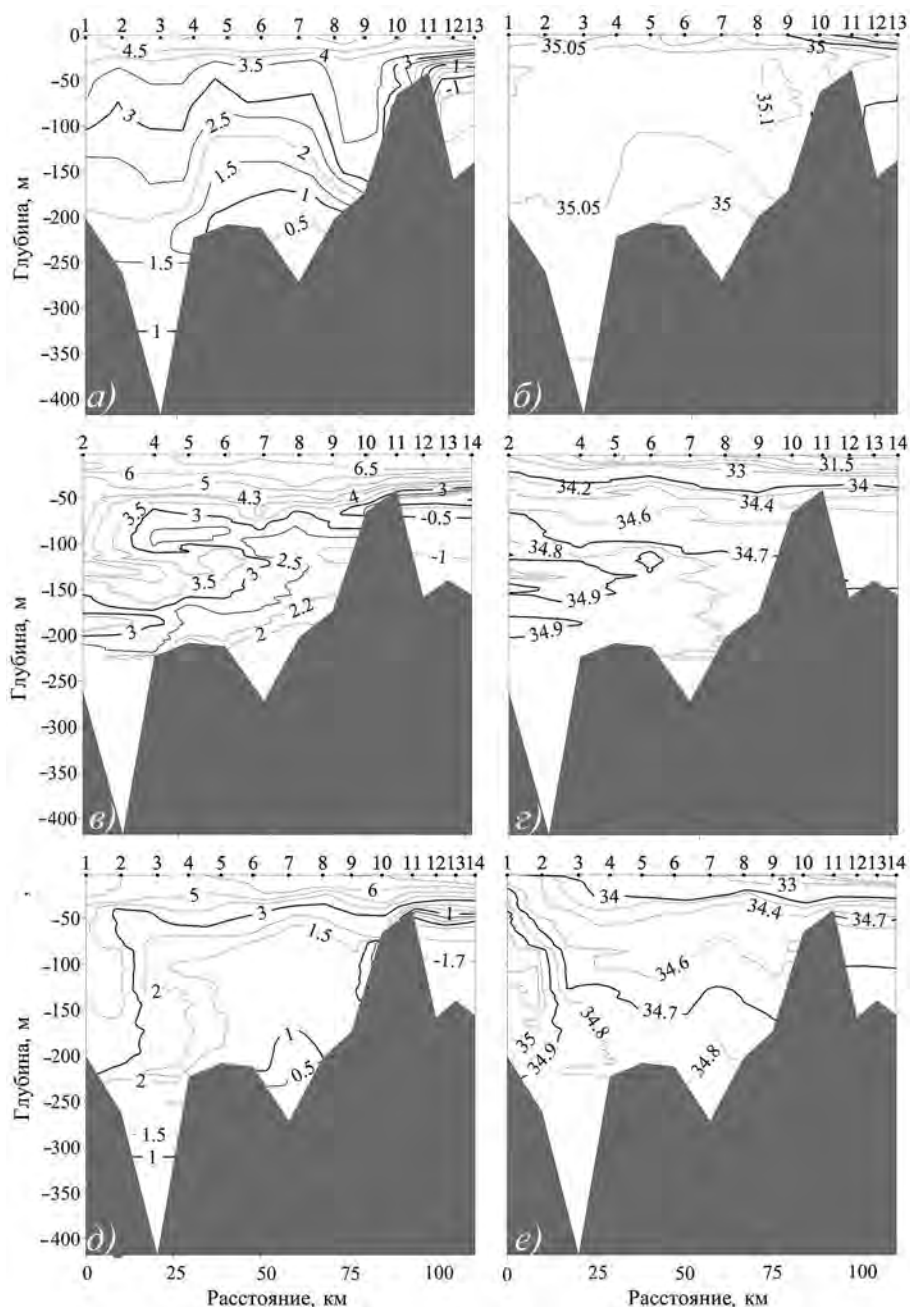


Рис. 3. Распределение температуры (а, в, д,) и солёности (б, г, е,) вдоль оси Ис-фьорда в июне 2014 г. (а, б), в августе 2016 г. (в, г), в июле 2017 г. (д, е)

Fig. 3. Distribution of temperature (а, в, д,) and salinity (б, г, е,) in Isfjorden in June 2014 (а, б), in August 2016 (в, г), in July 2017 (д, е)

вследствие чего эти более холодные и, соответственно, более плотные слои стали опускаться [17].

Гипотезу, что АВ находилась в акватории Ис-фьорда длительное время, подтверждает съемка, выполненная в апреле 2014 г. в Грён-фьорде (разрез вдоль оси Грён-фьорда, рис. 2), по результатам которой было зафиксировано, что вся акватория Грён-фьорда была занята водной массой со значениями солёности выше 35 ‰ и значениями температуры 2,2–2,6 °С.

Хотелось бы отметить, что ситуация, когда фьорды Западного Шпицбергена практически полностью заполняются АВ, является редкой, но не уникальной. Такие события были зафиксированы по результатам измерений в Конгс-фьорде в апреле 2002, 2006, 2007 гг. [17], в летние месяцы 2014 г. [14]. Объясняются такие массовые затопы АВ в глубь фьорда сложившейся атмосферной ситуацией [11, 18].

В сентябре 2015 г. был выполнен только один разрез в горле Ис-фьорда до глубины 128 м. От поверхности до 40–50 м залегала ПВ со значениями температуры от 2 до 4,4 °С и солёности от 31,4 до 34 ‰. Под ПВ располагалась ПрВ до глубины 60–80 м у северного берега фьорда, до 128 м (последний измеренный горизонт) у южного берега. Максимальные значения температуры выше 5,5 °С были зафиксированы на глубине 70–75 м. Под ПрВ располагалась АВ со значениями температуры 4–5 °С и солёности 34,9–35 ‰.

Толщина ПВ в августе 2016 г. изменялась от 25 м в горле Ис-фьорда до 40 м в восточной части фьорда (станция 11). Значения температуры увеличивались от 3 °С до 7 °С, а солёности уменьшались от 34 до 31 ‰ с запада на восток (рис. 3в, з, станции 1–11). В Ис-фьорде под ПВ до глубин 100–120 м залегала ПрВ со значениями температуры от 1 до 5 °С. В Ис-фьорде под ПрВ была зафиксирована ТАВ, температура которой варьировалась от 2 до 2,5 °С. При этом в западной части разреза (станции 2–4) была зафиксирована АВ с температурой 4–4,3 °С и солёностью 34,9–35,4 ‰, располагающаяся на глубине 120–200 м.

В июле 2017 г. в Ис-фьорде ПВ со значениями температуры 3–6,5 °С и солёности 33–34 ‰ была зафиксирована от поверхности до глубины 30 м. Под ПВ до глубины 40 м в районе горла фьорда и до глубины 130–150 м в остальной части разреза располагалась ПрВ. Под ПрВ в западной части разреза на глубине 40–230 м залегала АВ со значениями температуры 3–4 °С (рис. 3д, е, станции 1–11). В остальных районах фьорда под ПрВ залегала ТАВ. Во впадинах под ТАВ до дна располагалась ЛВ, оставшаяся здесь с осенне-зимнего периода.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНЫХ МАСС В АКВАТОРИИ БИЛЛЕ-ФЬОРДА В ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ 2014, 2016–2017 гг.

В Билле-фьорде в 2014 гг. от поверхности до глубины 20–30 м располагалась ПрВ с минимальными значениями солёности 34,3 ‰ (рис. 3а, б, станции 11–13). В слое от 20–30 до 40 м была зафиксирована АВ (солёность выше 34,9 ‰), поступающая сюда из Ис-фьорда. Под АВ залегала ЛВ от 40 до 50 м, ниже ЗВ с минимальными значениями температуры –1,6 °С и значениями солёности выше 34,9 ‰.

Толщина ПВ в августе 2016 г. в Билле-фьорде составила 40 м. Максимальные значения температуры достигали 6,5–7 °С, а минимальные значения солёности составили 25 ‰ (рис. 3в, з, станции 11–14). ПрВ располагалась до горизонта 60 м. Под ПрВ от 60 м до дна наблюдались водные массы местного происхождения: ЛВ —

60–75 м, температура $-0,5...+1$ °C, соленость 34,5–34,6 ‰ и ЗВ — 75 м – дно, температура $-1...-0,5$ °C, соленость 34,6–34,7 ‰.

Съемка в июле 2017 г. показала схожее с 2016 г. распределение водных масс в Билле-фьорде (рис. 3д, е, станции 11–14): ПВ залегала от поверхности до глубины 30–40 м, максимальные значения температуры 7–8 °C были зафиксированы в куте Билле-фьорда, ПрВ располагалась от 30–40 м до глубины 40–50 м, ЛВ — от 50 до 60 м, ЗВ от 60 м до дна (минимальные значения температуры $-1,7$ °C).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНЫХ МАСС В АКВАТОРИИ ГРЁН-ФЬОРДА В ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ 2011–2017 гг.

В августе 2011 г. в Грён-фьорде ПВ с минимальными значениями солености до 3,7 ‰ в куте фьорда наблюдалась от поверхности до глубин 50 м (рис. 4а, б). Температура поверхностного слоя варьировалась от 1 до 4 °C, что на несколько градусов ниже значений температуры поверхностного слоя, полученных в последующие годы. Скорее всего, это связано с тем, что в 2011 г. в зимне-весенний период наличествовал более мощный ледяной покров и даже припай, что препятствовало радиационному прогреву поверхностных вод по сравнению с остальными годами, когда наблюдался в основном битый лед и акватория раньше освобождалась от ледяного покрова. Под ПВ до глубины 90–10 м была зафиксирована ПрВ с максимальными значениями температуры 2,5 °C. Под ПрВ до дна залегала ТАВ. Исключение составили станции, расположенные в горле фьорда: здесь под ТАВ на горизонтах от 110 м до дна была зафиксирована АВ.

В августе 2012 г. общая картина распределения водных масс была схожа с августом 2011 г. Для ПВ, залегающей до глубин 30–35 м, были характерны более высокие значения температуры (от 3 до 9 °C). Аналогично 2011 г. наблюдался сильно распресненный верхний 10-метровый слой, минимальные значения солености составили 27 ‰ (рис. 4в, г). Нижняя граница ПрВ располагалась на глубине 70–110 м. Под слоем ПрВ наблюдалась ТАВ со значениями температуры от 1,5 до 2,5 °C.

В сентябре 2013 г. в Грён-фьорде ПВ с минимальными значениями солености до 32 ‰ наблюдалась от поверхности до глубин 40–50 м (рис. 4д, е). При этом значения температуры поверхностного слоя варьировались от 6 до 6,2 °C. ПрВ залегала под ПВ до горизонтов 90–110 м. В южной части разреза ПрВ залегала до дна. Под ПрВ была зафиксирована АВ со значениями температуры до 4,6 °C и соленостью до 35 ‰.

В июне 2014 г. в горле Грён-фьорда (рис. 2) аналогично Ис-фьорду вся толща воды была занята АВ со значениями температуры от 3,5 до 5 °C и соленостью ~35,1 ‰.

В августе 2015 г. в Грён-фьорде были зафиксированы три водные массы: ПВ, ПрВ и ТАВ. Нижняя граница ПВ располагалась на глубине 60–80 м. Максимальные значения температуры составили 9 °C, минимальные значения солености 24 ‰ (рис. 5а, б). Под ПВ вдоль всего разреза была зафиксирована ПрВ с максимальными значениями температуры 2,5 °C. ТАВ наблюдалась в горле и центральной части фьорда в придонных горизонтах толщиной 10–40 м (от 120–140 м до дна). Температура ТАВ составила 2–2,5 °C, соленость 34,7–34,8 ‰.

В августе 2016 г. ПВ располагалась от поверхности до глубины 20–40 м. Максимальные значения температуры достигали 8 °C, минимальные значения солености 30 ‰. ПрВ характеризовалась более высокими значениями температуры (4,5–5,8 °C) относительно предыдущих годов (рис. 5в, г). Нижняя граница ПрВ была зафиксиро-

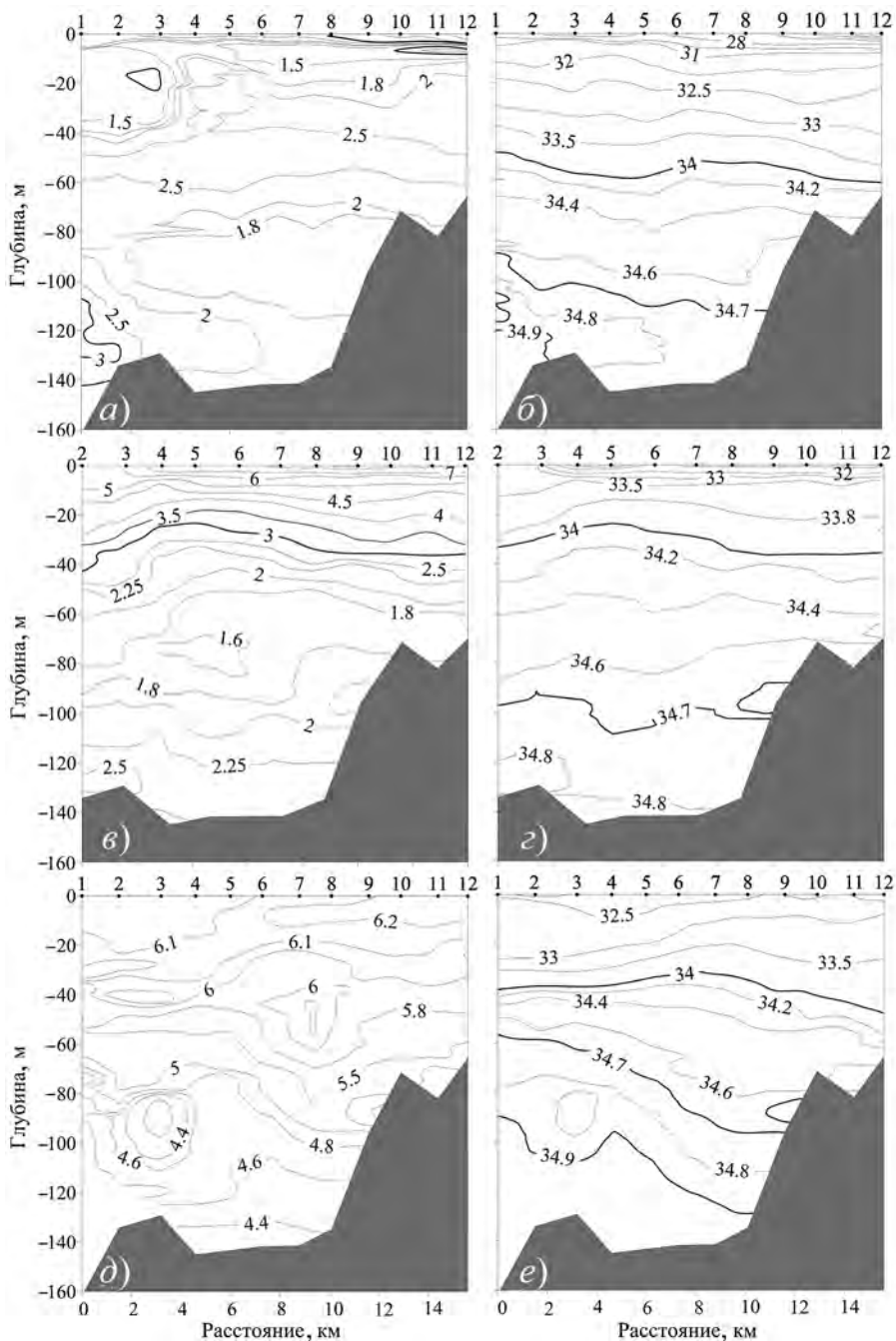


Рис. 4. Распределение температуры (а, в, д) и солёности (б, з, е) вдоль оси Грён-фьорда в августе 2011 г. (а, б), в августе 2012 г. (в, з) и в сентябре 2013 г. (д, е)

Fig. 4. Distribution of temperature (а, в, д) and salinity (б, з, е) in Grönfjorden in August 2011 (а, б), in August 2012 (в, з) and in September 2013 (д, е)

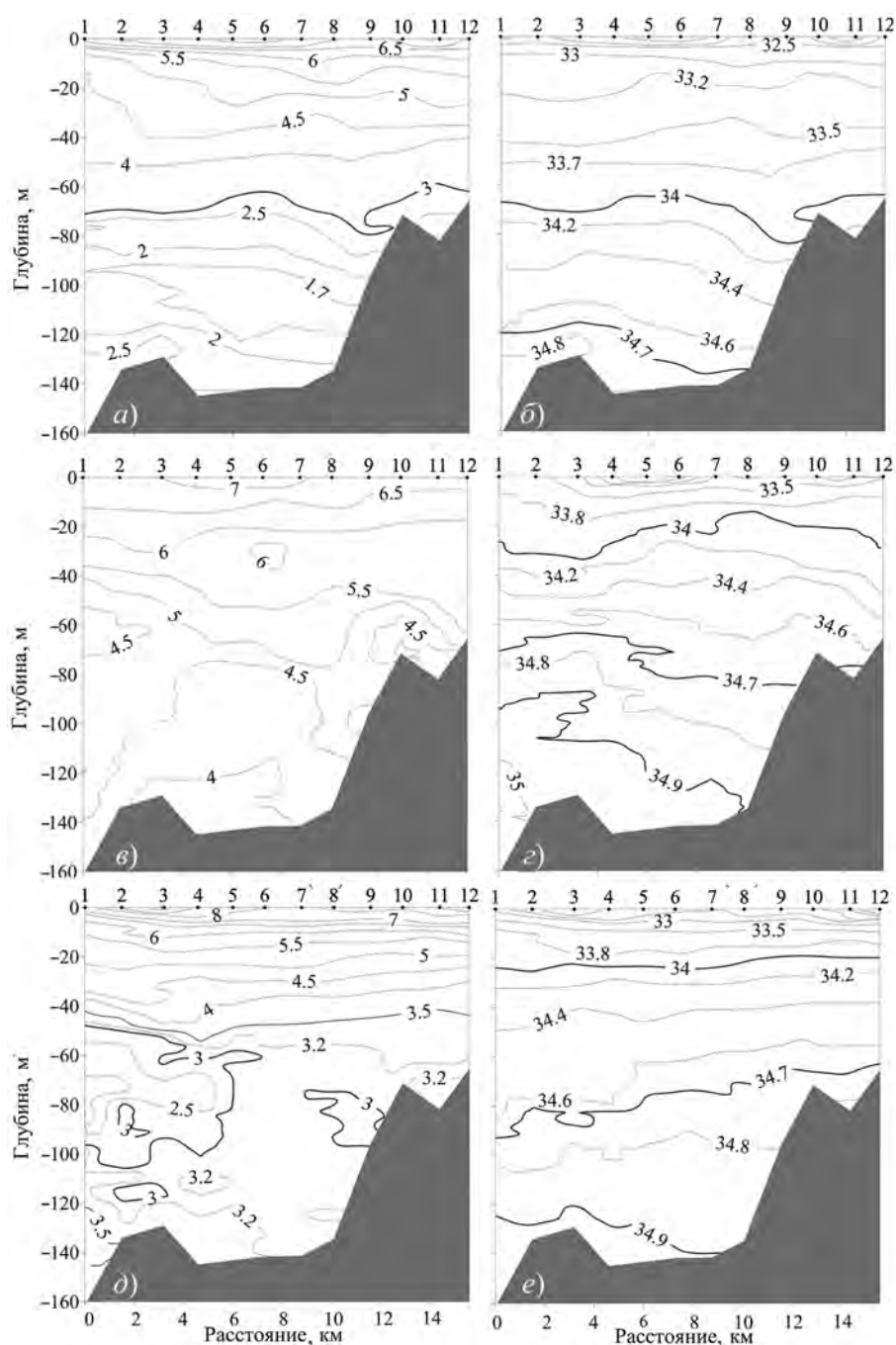


Рис. 5. Распределение температуры (а, в, д) и солёности (б, г, е) вдоль оси Грён-фьорда в августе 2015 г. (а, б), в августе 2016 г. (в, г) и в августе 2017 г. (д, е)

Fig. 5. Distribution of temperature (a, в, д) and salinity (б, г, е) in Grönfjorden in August 2015 (a, б), in August 2016 (в, г) and in August 2017 (д, е)

рована на глубине 90–130 м, постепенно заглубляясь с севера на юг. Под ПрВ практически во всех районах фьорда, за исключением южной периферии, наблюдалась АВ. Температура АВ варьировалась от 3,9 до 4,9 °С, соленость от 34,9 до 35,1 ‰.

В августе 2017 г. в Грён-фьорде были зафиксированы четыре водные массы: ПВ, ПрВ, ТАВ и АВ. ПВ наблюдалась от поверхности до глубин 20–25 м (рис. 5д, е). При этом значения температуры поверхностного слоя варьировались от 5 до 9 °С. Под ПВ залегала ПрВ до 80 м в северной части разреза и до дна в центральной и южной частях разреза. Под ПрВ в северной части разреза от 80 до 110 м и на станции 9 от 80 м до дна была зафиксирована ТАВ. Глубже 120 м и до дна на станциях 1–7 была зафиксирована АВ со значениями температуры до 3,5 °С и соленостью до 35,1 ‰.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД ФЬОРДОВ

Для оценки межгодовой изменчивости для каждого из фьордов были рассчитаны следующие характеристики:

- средняя температура и соленость фьорда (T_m и S_m);
- среднее содержание пресных вод (FCW). Расчет содержания пресных вод производился для каждого вертикального профиля по следующей формуле:

$$FCW = \sum_{z_0}^z \frac{S_{ref} - S}{S_{ref}}, \quad (1)$$

где S_{ref} — референсная соленость, S — измеренная соленость, z_0 — первый горизонт, z — последний горизонт. В качестве референсной солености было взято значение 34,2 ‰, полученное для одного из фьордов Западного Шпицбергена (Хорнсунн) на основе измерений, выполненных в апреле 2012 и мае 2011 и 2013 гг. [14]. После расчета содержания пресных вод для каждого измеренного профиля было получено среднее содержание пресных вод для фьорда;

- теплосодержание (Q). Расчет производился для каждого вертикального профиля по следующей формуле:

$$Q = Cp(t - t_0)V, \quad (2)$$

где t — температура воды; t_0 — температура замедзания воды при данной солености; C — удельная теплоемкость воды, Дж/(кг·°С); ρ — плотность воды, кг/м³; V — объем, м³. Расчет теплосодержания выполнялся для верхнего 40-метрового слоя. Выбор толщины слоя для расчета теплосодержания обусловлен тем, что измерения во фьордах в повторяющихся точках производились каждый год до разных горизонтов, а не до дна. Поэтому во избежание неправильной интерпретации результатов расчетов и получения неверных выводов при анализе межгодовой изменчивости теплосодержания был выбран слой 40 м, так как измерения до этого горизонта проводились ежегодно. После расчета теплосодержания для каждого измеренного профиля было получено среднее теплосодержание для фьорда.

Для расчета вышеперечисленных характеристик из исходных данных были получены профили с вертикальным разрешением 1 м. Вычисления производились только для станций, измерения на которых выполнялись в течение всего периода исследований: для Ис-фьорда и Билле-фьорда в 2014, 2016–2017 гг., для Грён-фьорда в 2011–2013, 2015–2017 гг.

Также по результатам измерений было определено максимальное значение температуры (T_{max}) и солености (S_{max}) слоя АВ, зафиксированное во фьорде в тот или иной год.

Характеристики вод фьордов в летнее время

Годы	$T_m, ^\circ\text{C}$	$S_m, \text{‰}$	$FCW, \text{м}$	$Q, \text{МДж}$	$T_{\max} \text{ АВ}, ^\circ\text{C}$	$S_{\max} \text{ АВ}, \text{‰}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$\Delta S, \text{‰}$
Ис-фьорд								
2014	2,95	35,07	0,00	946,25	5,21	35,14	-0,42	0,34
2016	4,21	34,57	0,84	1280,29	6,85	35,37	0,84	-0,16
2017	2,94	34,54	0,51	1120,79	4,65	35,08	-0,43	-0,18
Среднее	3,37	34,73	0,45	1115,78	—	—	—	—
Билле-фьорд								
2014	1,73	34,91	0,00	729,73	4,13	35,10	-1,63	0,18
2016	3,62	33,18	2,21	1214,34	—	—	0,26	-1,54
2017	2,96	33,82	1,22	1089,88	—	—	-0,40	-0,91
Среднее	2,77	33,97	1,14	1011,32	—	—	—	—
Грён-фьорд								
2011	2,09	32,72	3,20	597,37	3,50	35,06	-2,11	-1,00
2012	3,04	34,00	0,69	939,63	—	—	-1,16	0,27
2013	5,76	33,84	1,13	1312,56	4,94	35,02	1,57	0,11
2015	4,33	33,44	1,72	1166,40	—	—	0,13	-0,29
2016	5,59	34,20	0,42	1322,42	5,50	35,17	1,40	0,47
2017	4,36	34,17	0,53	1171,91	3,75	35,10	0,17	0,44
Среднее	4,19	33,73	1,28	1085,05	—	—	—	—

После расчета средней температуры фьорда за период исследования были получены аномалии температуры ($\Delta T, ^\circ\text{C}$) и солёности ($\Delta S, \text{‰}$) АВ фьорда для каждого года (аномалия температуры (солёности) рассчитывалась как разница между средним значением температуры (солёности) воды за весь исследуемый период и средним значением температуры (солёности) воды за конкретный год).

Результаты расчета характеристик представлены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, средняя температура воды в Ис-фьорде за период исследования составила 3,37 $^\circ\text{C}$. Максимальное значение средней температуры (4,21 $^\circ\text{C}$) и теплосодержания (1280,29 МДж) фьорда было зафиксировано в 2016 г. Также именно в 2016 г. было зафиксировано максимальное значение температуры (6,85 $^\circ\text{C}$) и солёности (35,37 ‰) слоя АВ. Это превышает зафиксированный ранее исторический максимум температуры АВ в 2006 г. [19] почти на 0,5 $^\circ\text{C}$. Обращает на себя внимание 2014 г., когда содержание пресных вод во фьорде было равно 0 м, а средняя солёность составила 35,07‰. Такая же высокая средняя солёность 35,00 ‰ была зафиксирована и в другом фьорде Западного Шпицбергена — Конгс-фьорде по результатам съемки в августе 2014 г. [14]. При этом значение средней температуры вод Конгс-фьорда (4,54 $^\circ\text{C}$) было значительно выше значения средней температуры вод Ис-фьорда (2,95 $^\circ\text{C}$). Именно в 2014 г. были зафиксированы минимальные значения объема пресных вод не только в Ис-фьорде, но и в Конгс-фьорде, и во фьорде Хорнсунн за период с 2001 по 2015 г. [14].

Особенности распределения характеристик вод Билле-фьорда схожи с Ис-фьордом: максимальное значение средней температуры (3,62 $^\circ\text{C}$) и теплосодержания верхнего 40-метрового слоя (1214,34 МДж) было зафиксировано в 2016 г. Максимальное значение средней солёности вод фьорда и минимальное значение

содержания пресных вод наблюдалось тоже в июне 2014 г. Слой АВ был зафиксирован только в 2014 г. В целом воды Билле-фьорда характеризовались меньшими значениями средней температуры и солености и теплосодержания и более высокими значениями содержания пресных вод.

Наиболее длительные наблюдения были выполнены в Грён-фьорде. Как и для остальных фьордов, максимальные значения средних солености (34,2 ‰) и теплосодержания были зафиксированы в 2016 г. Максимальное же значение средней температуры вод фьорда наблюдалось в 2013 г. (5,76 °C) и близкое к нему в 2016 г (5,6 °C). Наиболее холодным годом с минимальными значениями средней солености (32,72 ‰) и с максимальными значениями отрицательных аномалий температуры (–2,11 °C) и солености (–1,00 ‰) от среднего за период наблюдений являлся 2011 г. АВ были зафиксированы в 2011, 2013, 2016 и 2017 гг. Максимальные значения температуры (5,5 °C) и солености (35,17 ‰) слоя АВ наблюдались, как и в Ис-фьорде, в 2016 г. При этом максимальное значение температуры в слое АВ (5,5 °C), зафиксированное в 2016 г., ниже почти на 0,5 °C исторического максимума, наблюдавшегося в 2006 г. [19].

В целом для Грён-фьорда в 2016 и 2017 гг. характерны более высокие значения средней температуры и теплосодержания и более низкие значения средней солености по сравнению с Ис-фьордом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Ис-фьорда в летний период 2015–2017 гг. характерным являлось наличие четырех водных масс: ПВ, располагающейся на глубинах от поверхности до 30–40 м, ПрВ, залегающей под ПВ, ТАВ и АВ.

Распределение ТАВ и АВ в акватории фьорда имело сложную структуру, а их объем характеризовался значительной межгодовой изменчивостью. АВ чаще всего была представлена в виде одного или нескольких «язычков», максимальный объем АВ наблюдался в основном вблизи горла Ис-фьорда.

В июне 2014 г. была зафиксирована ситуация, когда вся акватория фьорда была занята АВ. Схожая с Ис-фьордом ситуация наблюдалась и в других фьордах Западного Шпицбергена — Конгс-фьорде и фьорде Хорнсунн — в летние месяцы 2014 г. [14]. Именно 2014 г. стал самым «соленым» для фьордов Западного Шпицбергена: для Ис-фьорда и Билле-фьорда за 2014–2017 гг., для Конгс-фьорда и фьорда Хорнсунн за 2001–2015 гг.

Для Билле-фьорда в летние месяцы 2016–2017 гг. было характерно наличие четырех водных масс: ПВ, ПрВ, ЛВ и ЗВ. ЗВ занимала толщу вод от глубины 60 м до дна. Над ней располагалась ЛВ в слое от 40–50 м до 60 м. В 2014 г. из-за сложившейся гидрологической ситуации в Ис-фьорде отсутствовала ПВ. В поверхностном слое была зафиксирована ПрВ, под ней АВ. ЗВ и ЛВ характеризовались высокими значениями солености по сравнению с остальными годами (в среднем на 0,2 ‰), что также связано с особенностями гидрологической ситуации в Ис-фьорде. Минимальные значения температуры ЗВ (–1,8 °C) были зафиксированы в июле 2017 г., максимальные значения солености в 2016 г. (34,98 ‰).

Для Грён-фьорда в летний период 2011–2013 и 2015–2017 гг. было характерно наличие четырех водных масс: ПВ, ПрВ, ТАВ и АВ. Минимальные значения солености ПВ — 3,7 ‰ — были зарегистрированы в августе 2011 г., максимальные значения температуры ПВ — 9,2 °C — в июле 2017 г. В общем, для Грён-фьорда

характерна значительная межгодовая изменчивость объема различных водных масс, присутствующих во фьорде.

В 2016 г. был зафиксирован новый исторический максимум температуры в слое АВ в Ис-фьорде (6,8 °C), что почти на 0,5 °C выше предыдущего рекорда, наблюдавшегося в 2006 г. [19]. Также в 2016 г. были зафиксированы максимальные средние значения температуры и теплосодержания в верхнем 40-метровом слое в Ис-фьорде, Билле-фьорде и Грэн-фьорде за исследуемый период.

Благодарности. Сбор материала осуществлен в рамках экспедиций «Шпицберген-2011» — «Шпицберген-2017» Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ААНИИ. Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность отделу координации и планирования научных исследований РАЭ-Ш за постоянное внимание к работе и качественную организацию экспедиций, а также сотрудникам зимовочного состава РАЭ-Ш в поселке Баренцбург за оказанное содействие при выполнении полевых исследований.

Acknowledgments. Data collection was conducted within the expeditions “Spitsbergen-2011” — “Spitsbergen-2017” organised by Russian Scientific Arctic Expedition on Spitsbergen Archipelago (RAE-S), AARI. The authors feel it their pleasant duty to express their gratitude to the Department for Coordination and Planning of Scientific Research RAE-S for constant attention to the work and the qualitative organization of the expeditions, as well as to the wintering staff of the RAE-S in Barentsburg for their assistance in the field research.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

REFERENCES

1. Schauer U., Beszczynska Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E. Variation of Measured Heat Flow Through the Fram Strait Between 1997 and 2006 // Arctic Subarctic Ocean Fluxes: defining the role of the northern seas in climate / Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (eds). Dordrecht: Springer, 2008. P. 65–85.
2. Aagaard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 1975. V. 80. P. 3821–3827.
3. Walczowski W., Piechura J. Pathways of Greenland Sea warming // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. doi: 10.1029/2007GL029974.
4. Haarpaintner J., O'Dwyer J., Gascard J.C., Haugan P.M., Schauer U., Østerhus S. Seasonal transformation of water masses, circulation and brine formation observed in Storfjorden Svalbard // Annales of Glaciology. 2001. V. 33. P. 437–443.
5. Bischof J. Ice Drift, ocean circulation and climate change. Chichester: Wilcy/Praxis, 2000. 215 p.
1. Schauer U., Beszczynska Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E. Variation of Measured Heat Flow Through the Fram Strait Between 1997 and 2006. Arctic Subarctic Ocean Fluxes: defining the role of the northern seas in climate. Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (eds). Dordrecht: Springer, 2008: 65–85.
2. Aagaard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. Journal of Geophysical Research. 1975, 80: 3821–3827.
3. Walczowski W., Piechura J. Pathways of Greenland Sea warming. Geophysical Research Letters. 2007, 34. doi: 10.1029/2007GL029974.
4. Haarpaintner J., O'Dwyer J., Gascard J.C., Haugan P.M., Schauer U., Østerhus S. Seasonal transformation of water masses, circulation and brine formation observed in Storfjorden Svalbard. Annales of Glaciology. 2001, 33: 437–443.
5. Bischof J. Ice Drift, ocean circulation and climate change. Chichester: Wilcy/Praxis, 2000: 215 p.

5. Saloranta T.M., Svendsen H. Across the Arctic Front west of Spitsbergen: high-resolution CTD sections from 1998–2000 // *Polar Research*. 2001. V. 20. P. 177–184.
7. Węślawski J. M., Koszteyn J., Zajaczkowski M., Wiktor J., Kwaśniewski S. Fresh water in the Svalbard fjord ecosystem // *Ecology of fjords and coastal waters: Proceedings of the Mare Nor symposium on the ecology of fjords and coastal waters*, Tromsø, Norway, 5–9 December 1994. / H.R. Skjoldal, C. Hopkins, K.E. Erikstad, H.P. Leinaas (eds.). Amsterdam: Elsevier, 1995. P. 229–241.
8. Cottier F. R., Nilsen F., Skogseth R., Tverberg V., Skarðhamar J., Svendsen H. Arctic fjords: A review of the oceanographic environment and dominant physical processes / J.A. Howe et al (eds). *Fjord Systems and Archives*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2010. P. 35–50.
9. Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A. Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data // *The Cryosphere*. 2016. V.10. P. 149–158.
10. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord shelf exchange controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Research*. 2008. V. 28. P. 1838–1853.
11. Cottier F.R., Nilsen F., Inall M.-El, Gerland S., Tverberg V., Svendsen H. Wintertime warming of an Arctic shelf in response to largescale atmospheric circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. doi:10.1029/2007GL029948.
12. Hop H., Pearson T., Hegseth E.N., Kovacs K.M., Wiencke C., Kwasniewski S., Eiane K., Mehlum F., Gulliksen B., Włodarska-Kowalczyk M., Lydersen C., Weslawski J.M., Cochrane S., Gabrielsen G.W., Leakey R.J.G., Lonne O.J., Zajaczkowski M., Falk-Petersen S., Kendall M., Wangberg S. A., Bischof K., Voronkov A.Y., Kovaltchouk N.A., Wiktor J., Poltermann M., di Prisco G., Papucci C., Gerland S. The marine ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard // *Polar Research*. 2002. V. 21. P. 167–208.
13. Łącka M., Zajaczkowski M. Does the recent pool of benthic foraminiferal tests in fjordic surface sediments reflect interannual environmental changes? The resolution limit of the foraminiferal record // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2016. V. 86. P. 59–71.

6. Saloranta T.M., Svendsen H. Across the Arctic Front west of Spitsbergen: high-resolution CTD sections from 1998–2000. *Polar Research*. 2001, 20: 177–184.
7. Węślawski J. M., Koszteyn J., Zajaczkowski M., Wiktor J., Kwaśniewski S. Fresh water in the Svalbard fjord ecosystem. *Ecology of fjords and coastal waters: Proceedings of the Mare Nor symposium on the ecology of fjords and coastal waters*, Tromsø, Norway, 5–9 December 1994. H.R. Skjoldal, C. Hopkins, K.E. Erikstad, H.P. Leinaas (eds.). Amsterdam: Elsevier, 1995: 229–241.
8. Cottier F. R., Nilsen F., Skogseth R., Tverberg V., Skarðhamar J., Svendsen H. Arctic fjords: A review of the oceanographic environment and dominant physical processes. J.A. Howe et al (eds). *Fjord Systems and Archives*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2010: 35–50.
9. Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A. Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data. *The Cryosphere*. 2016, 10: 149–158.
10. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord shelf exchange controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard. *Continental Shelf Research*. 2008, 28: 1838–1853.
11. Cottier F. R., Nilsen F., Inall M.-El, Gerland S., Tverberg V., Svendsen H. Wintertime warming of an Arctic shelf in response to largescale atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.* 2007, 34. doi:10.1029/2007GL029948.
12. Hop H., Pearson T., Hegseth E.N., Kovacs K.M., Wiencke C., Kwasniewski S., Eiane K., Mehlum F., Gulliksen B., Włodarska-Kowalczyk M., Lydersen C., Weslawski J.M., Cochrane S., Gabrielsen G.W., Leakey R.J.G., Lonne O.J., Zajaczkowski M., Falk-Petersen S., Kendall M., Wangberg S. A., Bischof K., Voronkov A.Y., Kovaltchouk N.A., Wiktor J., Poltermann M., di Prisco G., Papucci C., Gerland S. The marine ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research*. 2002, 21: 167–208.
13. Łącka M., Zajaczkowski M. Does the recent pool of benthic foraminiferal tests in fjordic surface sediments reflect interannual environmental changes? The resolution limit of the foraminiferal record. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2016, 86: 59–71.

14. *Promińska A., Cizek M., Walczowski W.* Kongsfjorden and Hornsund hydrography—comparative study based on a multiyear survey in fjords of west Spitsbergen // *Oceanologia*. 2017. V. 59. doi.org/10.1016/j.oceano.2017.07.003.
15. *Nilsen F., Gjevik, B., Schauer U.* Cooling of the West Spitsbergen Current: isopycnal diffusion by topographic vorticity waves // *Journal of Geophysical Research*. 2006. V. 111. doi: 10.1029/2005JC002991.
16. *Svendsen H., Beszczynska Moller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Orbaek J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.-G., Dallmann W.* The physical environment of Kongsfjorden—Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // *Polar Research*. 2002. V. 21. P. 133–166.
17. *Tverberg V., Nilsen F., Goszczko I., Cottier F., Svendsen H., Gerland S.* The warm winter temperatures of 2006 and 2007 in the Kongsfjorden water masses compared to historical data / R. Azzolini (eds). 8th Ny Alesund seminar Polarnet technical report. Rome: Earth and Environment Department, National Research Council, 2007. P. 40–44.
18. *Nilsen F., Skogseth R., Vaardal Lunde J., Inall M.* A Simple Shelf Circulation Model: Intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. V. 46. № 4. P. 1209–1230.
19. *Pavlov A.K., Tverberg V., Ivanov B.V., Nilsen F., Falk Petersen S., Granskog, M.A.* Warming of Atlantic Water in two Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009) // *Polar Res*. 2013. V. 32. № 1. URL: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206> (дата обращения 06.07.2018).
14. *Promińska A., Cizek M., Walczowski W.* Kongsfjorden and Hornsund hydrography—comparative study based on a multiyear survey in fjords of west Spitsbergen. *Oceanologia*. 2017, 59. doi.org/10.1016/j.oceano.2017.07.003.
15. *Nilsen F., Gjevik, B., Schauer U.* Cooling of the West Spitsbergen Current: isopycnal diffusion by topographic vorticity waves. *Journal of Geophysical Research*. 2006, 111. doi: 10.1029/2005JC002991.
16. *Svendsen H., Beszczynska Moller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Orbaek J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.-G., Dallmann W.* The physical environment of Kongsfjorden—Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*. 2002, 21: 133–166.
17. *Tverberg V., Nilsen F., Goszczko I., Cottier F., Svendsen H., Gerland S.* The warm winter temperatures of 2006 and 2007 in the Kongsfjorden water masses compared to historical data. R. Azzolini (eds). 8th Ny Alesund seminar Polarnet technical report. Rome: Earth and Environment Department, National Research Council, 2007: 40–44.
18. *Nilsen F., Skogseth R., Vaardal Lunde J., Inall M.* A Simple Shelf Circulation Model: Intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf. *Journal of Physical Oceanography*. 2016, 46, 4: 1209–1230.
19. *Pavlov A.K., Tverberg V., Ivanov B.V., Nilsen F., Falk Petersen S., Granskog, M.A.* Warming of Atlantic Water in two Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009). *Polar Res*. 2013, 32, 1. URL: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206> (accessed 06.07.2018).

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 550.388

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-141-156

ПОЛЯРНЫЕ СИЯНИЯ В КАСПЕ И ЕГО ПРИПОЛЮСНОЙ ОКРЕСТНОСТИ: ИССЛЕДОВАНИЕ ОТДЕЛЬНОГО СОБЫТИЯ

В.В. САФАРГАЛЕЕВ^{1*}, Т.И. СЕРГИЕНКО²

¹ — Полярный геофизический институт РАН, Апатиты, Россия

² — Шведский институт космической физики, Кируна, Швеция

*vladimir.safargaleev@pgia.ru

AURORAS IN THE CUSP AND ITS POLEWARD VICINITY: A CASE STUDY

V.V. SAFARGALEEV^{1*}, T.I. SERGIENKO²

¹ — Polar Geophysical Institute RAS, Apatity, Russia

² — Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden

*vladimir.safargaleev@pgia.ru

Received June, 04, 2018

Accepted July, 04, 2018

Keywords: cusp, dayside auroras, magnetosphere, reconnection.

Summary

We present a case study of the dayside aurora observed simultaneously with optical instruments from the ground and with auroral particle spectrometers aboard the DMSP F16 and F17 satellites. Optical observations were carried out with an all-sky camera at the Polar Geophysical Institute (PGI) observatory Barentsburg on Svalbard. The aurora as a whole moved equatorward in response to negative turning of the IMF Bz component and then the distinct faint rayed arc intensified, moved to the north and faded. Satellite DMSP F17 crossed the cusp twenty minutes after Bz turned southward. Joint analysis of optical and satellite data showed that faint auroral structures are embedded into the cusp precipitations and correspond to the bursts of electron precipitations with energy below 100 eV. The next satellite crossed the camera field-of-view ten minutes later and the data showed that the source of the faded poleward moving rayed arc was located, most probably, on the non-closed magnetic field lines. This finding and the presence of ion-energy dispersion in the DMSP data allows us to make the conclusion that the dayside reconnection may be considered as the reason for this kind of aurora activity. In this study we also estimated the altitude and horizontal scale of auroral rays in the cusp.

Поступила 4 июня 2018 г.

Принята к печати 4 июля 2018 г.

Ключевые слова: дневные полярные сияния, касп, магнитосфера, пересоединение.

Citation: Safargaleev V.V., Sergienko T.I. Auroras in the cusp and its poleward vicinity: a case study. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 141–156. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-141-156.

Исследован редкий случай одновременной регистрации дневных полярных сияний наземной оптической аппаратурой и детектором выпадающих частиц на спутниках DMSP F16 и F17. Оптические измерения проводились камерой полного обзора неба Полярного геофизического института, установленной в обсерватории Баренцбург на арх. Шпицберген. Следуя развороту вертикальной компоненты межпланетного магнитного поля (Vz-компоненты ММП) в область отрицательных значений, система слабых лучистых дуг сместилась к югу, после чего одна из дуг начала дрейфовать обратно к полюсу и пропала. Спутник DMSP F17 пересек касп спустя двадцать минут после разворота Vz-компоненты. Совместный анализ оптических и спутниковых данных показал, что наблюдаемые слабые лучистые структуры находятся в области каспанных выпадений и пространственно связаны с всплеском выпадающих электронов с энергией менее 100 эВ. Следующий спутник DMSP пересек поле зрения камеры спустя десять минут после первого, и анализ его данных показал, что эта дуга в момент исчезновения находилась в области разомкнутых силовых линий. Этот результат, дополненный специфической формой протонных выпадений в данных спутника DMSP, которую традиционно связывают с пересоединением, позволил нам прийти к выводу, что смещавшаяся к полюсу слабая лучистая дуга могла представлять собой ионосферный след только что пересоединившейся магнитной силовой трубки, уносимой солнечным ветром в антисолнечном направлении. Оценена высота и поперечный размер элемента лучистой структуры в каспе.

1. INTRODUCTION

Investigation of geophysical processes in the cusp and adjacent magnetospheric domains — the mantle (MANT) and the low latitude boundary layer (LLBL) — is important for understanding the physical mechanisms responsible for solar-terrestrial interaction. Magnetic conjugation of these parts of the dayside magnetosphere with the high-latitude ionosphere allows us to study solar-wind/magnetosphere interaction via the ionospheric phenomena observed from the ground. In this paper we concentrate on dayside auroras observed above Svalbard and aurora-related particle precipitations measured on board the DMSP satellites.

As a research tool, the optical aurora has obvious advantages compared with other kinds of ionospheric manifestations of magnetospheric processes since the modern all-sky cameras, as well as the large field of view, have high spatial and temporal resolution. On the other hand, optical observations depend greatly on the weather conditions and may be conducted only during darkness, only. Probably, this is a reason why we still poorly understand how the solar wind/magnetopause interaction is displayed by dayside auroras.

Expanding the set of observational instruments in Spitsbergen allows the use of a wide range of data instead of the optical data alone. Although such a multi-instrumental approach reduces the number of “optical events” suitable for analysis and turns them into so-called “case-studies”, it makes the interpretation of observations less uncertain (e.g. [1]).

Long study of low-altitude satellite data yielded the statistical MLAT/MLT distribution of the ionospheric projections of dayside magnetospheric domains ([2]) showing that the ionosphere above Svalbard is magnetically conjugated with all the above mentioned domains of interest (MANT, cusp and LLBL). To interpret the dayside aurora dynamics in the frame of solar wind/magnetopause interaction, one should correctly define the location of the dayside aurora’s origin in the magnetosphere. For example, if auroras originate in the cusp then move poleward and disappear in the mantle, the hypothesis about their association with reconnecting flux tubes suggested in [3] seems to be a probable one. However, the location of aurora origin is not simple. The typical way is the use of one of the Thyganenko models ([4]). In [5], the conclusion about the association of the early-evening arc (16 MLT) with the inner edge of LLBL was done in the absence of satellite measurements on precipitating particles. The only argument was how far away from the magnetopause the arc is projected in the Tsyganenko

T89 model. The same approach was used in [6] to infer that the post-midday arc (13:40 MLT) originated from the magnetopause. The results of a case study of conjugated satellite (Polar at $\sim 09:30$ MLT and Cluster at ~ 16 MLT, respectively) and optical observations of the dayside aurora were presented in [7, 8]. Including the auroral particle data in these analyzes resulted in a more correct projection of auroras to magnetospheric domains. Nevertheless, the conclusion about the location of the arc's origin in LLBL (see [8]) may not be regarded as indisputable because the Cluster satellite footprint is projected on the edge of the camera field-of-view where distortion due to using of fish-eye lens is very high. In [7] the auroral form positions in the vicinity of the Polar footprint were supposed from the characteristics of precipitating particles while optical observations were used for very general information about auroras. Probably, the approach was conditioned by understanding how critical an ambiguity of mapping of high altitude satellites into the ionosphere is for interpretation. An inaccuracy of Cluster mapping was estimated in [9]. The authors showed that different modifications of the Tsyganenko models yield an uncertainty of Cluster projection to the ionosphere about 100 km that is of the same order as the scale of auroral pulsating patches considered in [9], as well as the meridian extension of cusp and LLBL projections in the present study. The altitude of DMSPs is ~ 840 km and for mapping one can use the IGRF model which, in contrast to the Tsyganenko models, does not depend on geomagnetic activity.

Indirect comparison of the location of auroras with regions of dayside precipitation was done in [10]. Using statistical distribution both of auroras and particle precipitation regions, the author showed that discrete dayside auroral forms are embedded into the boundary plasma sheet whereas diffuse luminosity is associated with rather hard precipitations from the central plasma sheet (CPS). Note that for their analysis they used the approximating formulas ([11]) instead of the direct simultaneous measurements. Later, the former result was confirmed by direct comparison of electron precipitations onboard DMSP with optical observations in the late morning and early evening MLT-sectors ([12] and [13], respectively). The result of the above-mentioned case study in [7] inferred from Polar measurements is also in agreement with these observations.

An analysis of the literature shows that direct simultaneous optical/satellite measurements aimed at locating of the near-noon auroras relative to magnetospheric domains (cusp, LLBL, MANT) are very rare, and the nature of near-cusp auroras, as well as the drivers of aurora dynamics, are still uncertain issues of solar wind/magnetopause interaction. A few of the simultaneous near-noon observations may be easily explained by weather conditions and horizon sun highlight even during the darkest days. There are several case studies (e.g. [14, 15, 1]) demonstrating the possible association of auroras with some domains but reliable statistics are not available so far. The situation can not be clarified using aurora observations from satellites such as Viking, Polar or Image because they give only an overview of auroral activity due to low spatial/temporal resolution, as well as low sensitivity of onboard optical instruments.

Our investigation aims to expand the statistics on the association of dayside auroras with magnetospheric domains adjacent to the magnetopause using conjugated satellite and ground-based observation of the dayside aurora. The conjugation took place under negative IMF Bz conditions due to which the cusp was shifted southward from its statistical position ([2]) and was detected by the DMSP F17 satellite in the central part of the field-of-view of all-sky camera operating at the Barentsburg observatory on Svalbard (78.093°N , 14.208°E).

The most important part of the investigation is the precise collocation of optical and satellite measurements. The procedure will be shortly described in the next section.

2. INSTRUMENTATION AND METHODOLOGICAL ISSUES

The optical data used in our investigation were obtained with the high sensitive CCD-camera installed at the observatory of the Polar Geophysical Institute “Barentsburg” in November 2011. The camera is equipped with a fish-eye lens, has a resolution of 512×512 pixels and monitors the auroral activity in visible light at a temporal resolution of one frame per second.

The satellite data used for this study come from the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) series of satellites, using the SSJ/4 detector. The DMSP F16,F17 satellites are in circular, 840 km, Sun-synchronous orbits at an inclination of 98.3. The reader is referred to [16] and references therein for details on the SSJ/4 detector and its capabilities.

Location of the boundaries of different types of auroral precipitation was inferred from the DMSP satellite data by the method described in [17] and realized as on-line procedure on the website of the Johns Hopkins University (http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/dataset_list.html).

A very important part of our investigation is matching (in space) optical and satellite measurements as accurate as possible. The traditional way of conjunction of optical and satellite measurements is the projection along geomagnetic field lines (mapping) of both auroras and satellite trajectory onto the same surface with a definite geographic/geomagnetic coordinate system. In our study for aurora mapping we used the AIDA-tools package developed by Bjorn Gustavsson ([18]) for processing of the aurora optical data provided by the Auroral Large Imaging System, ALIS ([19]). The AIDA-tools package is available on http://www.alis.irf.se/~bjorn/AIDA_tools/Documentation/index.html. Like many other methods, the AIDA procedure is based on star recognition in the sky image. However, for transformation of “coordinates” on digital image (numbers of column and row) into the physical coordinates on the mapping surface (latitude and longitude), the procedure uses the matrix instead of traditional one-dimensional dependence of coordinates on the zenith angle.

For DMSP mapping we used IGRF magnetic field model and coordinates of the sub-satellite points taken from http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/dataset_list.html. The altitude of the spherical surface where the satellite measurement points were matched with auroras was assumed to be the height of the low border of luminosity (height of auroras). The latter was inferred from the altitude profile of aurora luminosity. Note that the height of auroras is the most uncertain parameter. In the study [12] the height of the dayside auroras was assumed to be 150 km. The value was obtained from triangulation measurements ([20]) based on the photo registration which is more sensitive for the green emission than for the red one whereas it is just red auroras that are the typical form of near-cusp auroral activity.

To estimate the possible error caused by an uncertainty of the aurora height, we carried out a special investigation which showed that the variation of the aurora altitude near zenith in the range 200–250 km introduces an uncertainty of about 8 km in the process of auroras/satellite trajectory matching. This is four times more than the uncertainty due to satellite movement and data temporal resolution and almost ten times more than spatial resolution of optical data. The error increases with moving away from zenith and rises up to 100 km at the distance ~ 200 km from zenith. This means that in a situation similar to that described in [8], the error of association of auroral arc with some domain is of the order of the width of the domain. To reduce the uncertainty in our study, we estimated the aurora height from the characteristics of precipitating particles detected by DMSP at the moment of conjugation with the auroral form under consideration.

3. OBSERVATION

3.1. IMF variations and aurora response

A keogram in Fig.1a shows (in negative representation) the aurora dynamics above Barentsburg in response to the variations in B_z and B_y components of the interplanetary magnetic field, IMF. Variations of IMF are time-shifted to the Earth's bow shock nose. The keogram is inferred from the sequence of the all-sky camera frames at 10 s resolution and presents variations of integral luminosity of the sky in the NS oriented band of the 20 pixel width that at an altitude of 250 km corresponds to 10 km in the zenith and 25 km at the zenith angle of 60 degrees.

Variations in the B_z component of IMF are commonly considered to be a driver of the many magnetospheric processes through the dayside reconnection. The beginning of

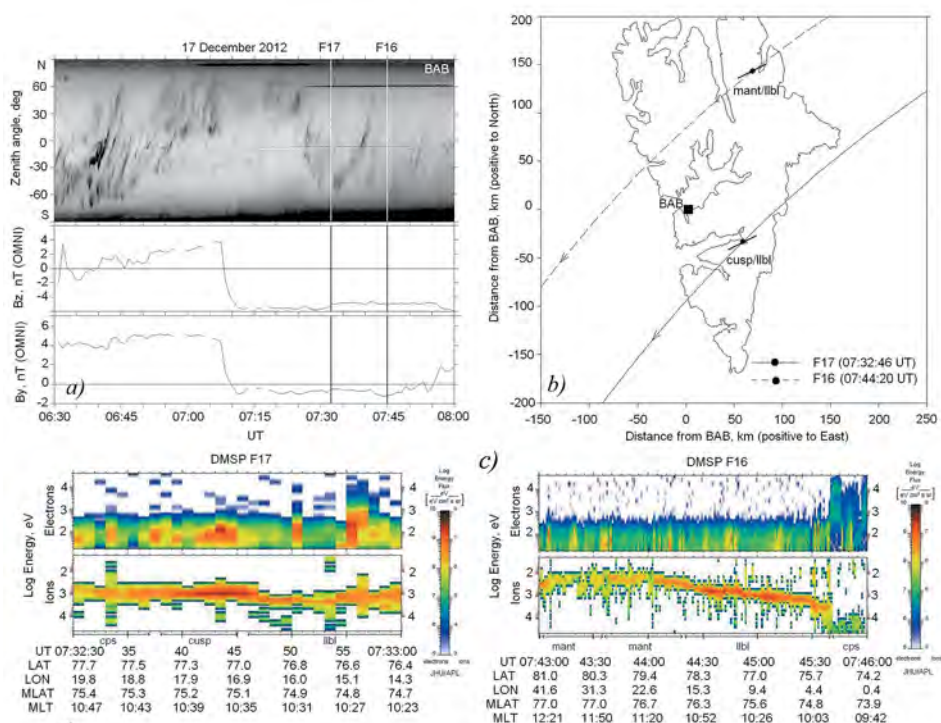


Fig. 1. (a) Aurora response to IMF variations. Vertical lines show the moments of DMSP flight through the field-of-view of the all-sky camera in Barentsburg. (b) Satellite trajectories mapped at the altitude of auroras. Black circles indicate the satellite location at the moment of crossing the boundary between cusp, mantle and LBL precipitations. Tick orientation on the trajectories is approximately along the geomagnetic latitude. (c) Spectrograms from the DMSP F17 and F16 satellites showing the structure of particle precipitations in the region of optical observations

Рис. 1. *a*) — отклик сияний на вариации межпланетного магнитного поля. Вертикальными линиями отмечены интервалы пролета спутников DMSP через поле зрения камеры полного обзора неба в Баренцбурге. Черные кружки — положение спутника в момент пересечения границы высыпаний, свойственных каспу, мантии и низкоширотному пограничному слою; *b*) — проекции траекторий спутников в ионосферу на высоту сияний; *c*) — спектрограммы спутников DMSP F17 и F16, показывающие структуру высыпаний над областью оптических наблюдений

the interval in Fig. 1a is characterized by the gradual B_z rising toward the positive values while B_y is positive and stable. In the middle of the event B_z turned to the negative values and stayed relatively stable so that both the satellites conduct the measurements in conjunction with the optical auroral observations under the negative B_z conditions. The interesting feature of the interval is the vanishing of B_y component, indicating that the IMF lines are anti-parallel to the geomagnetic field lines during both the satellite passes. This creates favourable conditions for reconnection right near the noon meridian.

Auroras during the intervals of interest represent the so-called poleward moving auroral forms (PMAF) that are a typical kind of activity for high latitude dayside auroras. The equatorward shift of PMAF started at 07:20 UT, i.e. 10 minutes after B_z changed sign to negative. This time lag is not exactly the responding time to the B_z variation because it also includes also the propagation time of the solar wind through the magnetosheath. Note that the curves in Fig 1a, lower panels, show the IMF variations at the Earth's bow shock nose which, according to the OMNI WEB estimation, was at a distance of 13.2 RE from the Earth.

One more feature of auroral activity inferred from the keogram in Fig 1a is the appearance and poleward drift of the auroral arc 10–15 minutes after the beginning of PMAF equatorward displacement. Just before the arc appearance and a few minutes after its disappearance, two DMSP satellites passed through the all-sky camera field-of-view. The moments are indicated with vertical lines in Fig. 1a and satellites trajectories are presented in Fig. 1b. Note that the tick orientation on the trajectories is approximately along the geomagnetic latitude. The features of particle precipitations during these passes are presented in Fig. 1c. They show that before the single arc appearance the F17 satellite detected precipitations typical for the cusp (upper panel in Fig 1c). After arc disappearance, the boundary between mantle and LLBL which we consider as a boundary between open and closed magnetic field lines was detected by satellite within the all-sky camera field-of-view (see spectrograms on the lower panels in Fig. 1c). A detailed analysis of the satellite/aurora conjugation is presented in the next sections.

3.2. Rayed auroral structures in the cusp and corresponding precipitations

For correct matching of satellite measurements with auroras we need to know the altitude of the spherical surface above the Earth on which both auroras and satellite trajectory with markers of precipitation boundaries will be mapped. As it was shown above, the largest error in the location of satellite measurements relative to auroras may be caused by the ambiguity in choice of the aurora height. To diminish the uncertainty in the aurora altitude we defined this parameter from in situ satellite measurements by the method which was used earlier in the study [1].

Altitude profiles of the luminosity were inferred from the characteristics of electron precipitations along the fragments of satellite trajectories shown in Fig 2a and are presented in Fig 2b as altitude – UT diagram. In Fig. 2a, similar to the keogram, the higher intensity corresponds to the darker areas. Intensity of the red emission (650.0 nm) was calculated according to the model developed in [21]. For green emission (557.7 nm) we used the model described in [22]. The rates of excitation and ionization of the atmospheric species used in the emission intensity calculations were calculated according to method presented in [23]. Altitude profiles for the moments corresponding to precipitation bursts in satellite data (and, hence, the bursts of emission intensity) are shown in Fig. 2c.

Results of calculations in Fig. 2c show that luminosity in the red emission is more intense than in the green emission that is the expected result for the near-cusp aurora. For

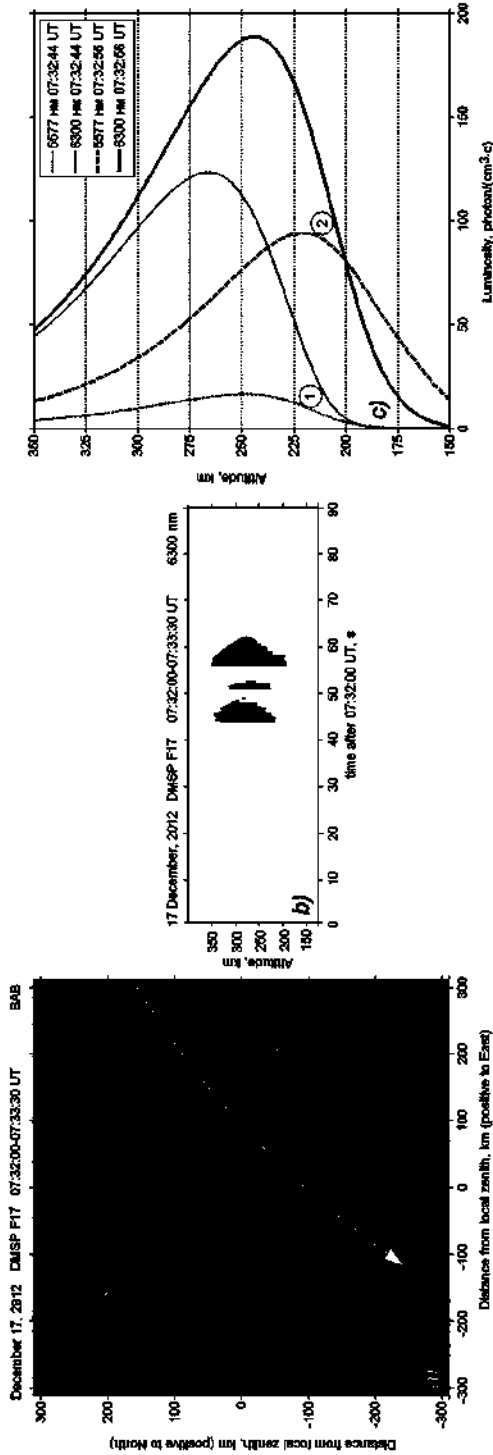


Fig. 2. (a) Rayed auroras in the cusp vicinity mapped onto the spherical surface together with fragments of satellite trajectory. (b) Altitude vs time plot showing the variation of luminosity in red line along the fragment. The larger intensity corresponds to the darker area on the plot. (c) Altitude distribution of luminosity at the moment of the most intensive precipitations in the cusp (1) and in the low latitude boundary layer (2)

Рис. 2. а) — лучистые сияния в области каспа, спроектированные на сферическую поверхность вместе с фрагментами траектории спутников; б) — диаграмма, показывающая интенсивность свечения неба в красной спектральной линии как функцию высоты и времени. Темные участки на диаграмме соответствуют большей интенсивности свечения; в) — высотный профиль интенсивности в момент наиболее сильных высыпаний в каспе (кривая 1) и в низкоширотном пограничном слое (кривая 2)

further analysis we assume that all auroras registered by the all-sky camera in Barentsburg during the interval are red auroras. The red luminosity profiles have a maximum in the 230–270 km altitude range (ionospheric F region) and decrease rapidly with altitude decrease. Aurora registration in Barentsburg is carried out by a non-calibrated camera, so we do not know the threshold of camera sensitivity in physical units (Rayleigh) and can not define the height of auroras directly from the curves in Fig. 2. On the other hand, the accurate identification of this parameter on the aurora images is also laborious because it depends on such subjective factors as the method of data visualization and the eye's ability to distinguish the gradation of gray. It may be inferred from Fig. 2*b* that the lower edge of auroras might be several tens of kilometers below the area of maximum luminosity. So, as a height of the spherical surface which will be used further for mapping both auroras and satellite track, we accept the altitude of maxima minus 25 kilometers. We noted in section 2 that for the matching of optical and satellite measurements in the F-region near zenith an uncertainty of $\Delta h \sim 50$ km in height definition gives an uncertainty in the matching of not more than 10 km in the case under consideration.

Auroras were represented as a series of rays which are (*a*) very elongated along the magnetic field lines and (*b*) have a cross section much smaller than the distance between them. At large zenith angles the property (*a*) complicates the identification of the small faint structures against the rather strong background rays. The property (*b*) can also lead to the loss of important information in the case of only satellite measurements because the satellite may pass between the rays. This again points out the importance of coordinated satellite-optical measurements and mapping of auroras and satellite tracks as correctly as possible.

The spectrogram of DMSP F17 in Fig. 1*c* shows that the satellite was inside the cusp precipitations from 07:32:38 to 07:32:45 UT and detected the enhanced electron flux just before entering LLBL. Our calculation shows that this burst produced the red luminosity with altitude profile plotted as the thin line in Fig. 2*c*. Although the maximum of luminosity is at an altitude of ~ 265 km, we accept the altitude of the corresponding auroral structure to be 240 km in accordance with the above reasoning. Results of matching the satellite track with the auroras observed by the BAB all-sky camera at the moment of the satellite crossing the electron enhancement is presented in Fig. 3*a*. The original frame is on the left and the result of its mapping onto the spherical surface is presented on the right. Note that East on the original frame is on the left whereas on the mapped frame it is in its correct position — on the right. The solid line indicates the fragment of the satellite trajectory where cusp precipitations were detected.

It is seen that at the moment of interest the satellite (shown with a white circle) is conjugated with a very faint ray. This can mean that a rayed auroral arc-like structure was located in the cusp, i.e. its source was, most probably, on the open magnetic field lines.

One more precipitation burst was detected at 07:35:56 UT when the satellite was in the precipitations related to LLBL. According to our calculations the red emission maximum was at an altitude of ~ 240 km, so, as a height of the lower edge of the auroras, we accept the altitude of 215 km. The result of the matching is shown in Fig. 3*b*. For a better visualization of structures after mapping we emphasized their lower border on the central image with thin white curves. (Note the important feature of the fish-eye images of auroras: the bottom edge of auroral structure in the ionosphere corresponds to the bright area on the image most distant from zenith edge). The curve A corresponds to

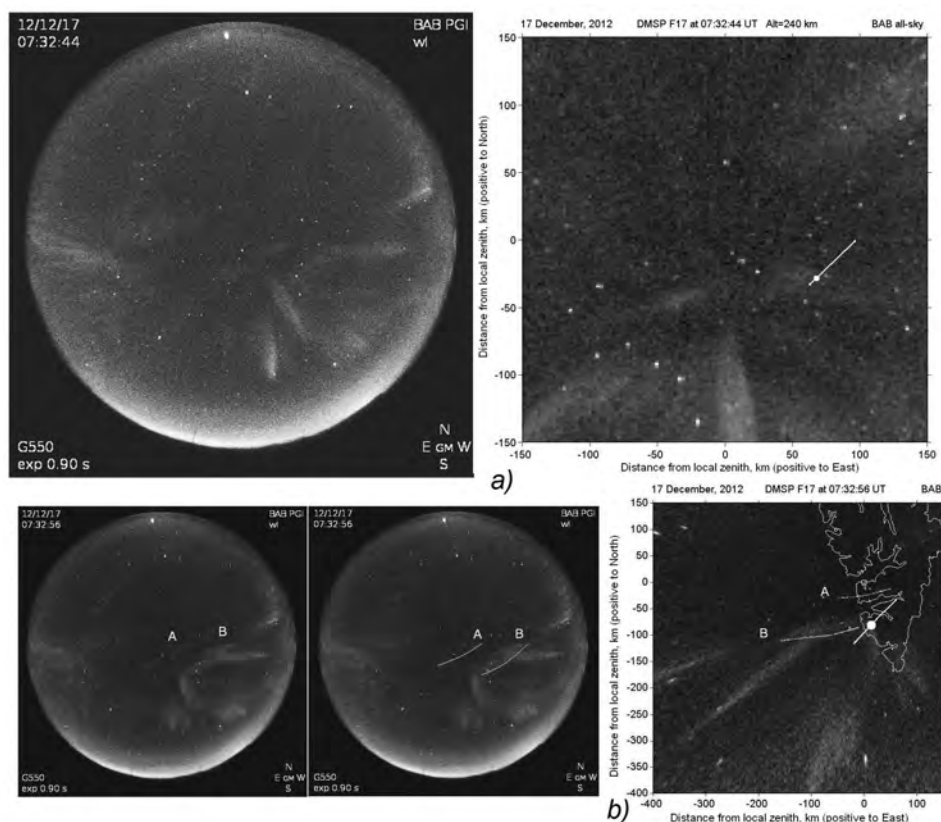


Fig. 3: From left to right: original all-sky frames showing auroras in the cusp (a) and in LLBL (b) and result of mapping them together with the corresponding fragments of the satellite trajectory. White circle indicates the satellite location at the time of precipitation enhancement. More details in the text

Рис. 3. Слева направо: оригинальные снимки камеры, показывающие сияния в каспе (a) и низкоширотном пограничном слое (b) и их проекции в ионосферу вместе с фрагментами спутниковой траектории. Детали в тексте

the above-mentioned faint rayed arc in the cusp which the satellite was conjugated with just before the entry into LLBL. The faint arc B was partly superimposed onto the rather bright rays belonging to the another auroral structure. This structure obscures the east edge of the arc B where the satellite was mapped at the moment of precipitation burst detection (white circle in Fig. 3b, right panel). The satellite then flew in the BPS and its trajectory was mapped between the rays thus not allowing to obtain the emission altitude profile and to make a correct matching of optical and satellite data.

The comparison of proton and electron precipitations presented on spectrograms in Fig. 1c (top panels) gives important information about possible generation mechanism of the rayed auroras in the cusp. It is seen that during the satellite conjugation with the auroral structures in the cusp, proton precipitations do not decrease in response to the electron enhancement but even increase. It is not consistent with our previous result regarding LLBL auroras ([1]) showing that at the moment of satellite-aurora conjugation the proton precipitations were stopped almost completely which we connect with the

existence of anomalous resistance or a double layer above the arc. Since no signature of the particle acceleration was observed in the event considered, one can suppose that the generation mechanism of the rayed structure in the cusp is connected rather with the loss-cone electron scattering than with the electron field-line acceleration.

Just after F17 crossed the cusp, the auroral activity represented a typical poleward moving auroral form (PMAF), i.e. enhancement of auroras southward zenith, poleward drift through camera field of view and fading. In the next section we discuss the possible location of the PMAF relatively magnetospheric domains inferred from F17 measurements.

3.3 Presumed location of the PMAFs during and at the end of their poleward displacement

The keogram in Fig.1a shows that between the F17 and F16 passages over the BAB all-sky camera (interval confined by two white vertical lines) the auroral activity represented a single PMAF event. The event started near the moment of the F17 cusp crossing in the area of enhanced auroras southward zenith and faded ten minutes later close to the northern edge of the camera field-of-view. An important feature of the event is the short-term intensification of the drifting auroras just before 07:40 UT slightly southward of the local geographical zenith.

The shape of auroras for the moment of brightening is presented in Fig. 4a. One can distinguish several stretched rays which are the elements of the rayed auroral arcs and at least two patches, one of which is located directly in the local magnetic zenith (Fig. 4b). On the one hand, the patch may be the cross-section of one of the auroral rays drifting poleward. On the other hand, it can be treated as the cross-section of a just reconnected magnetic flux tube moving poleward. We clarify the last assumption below.

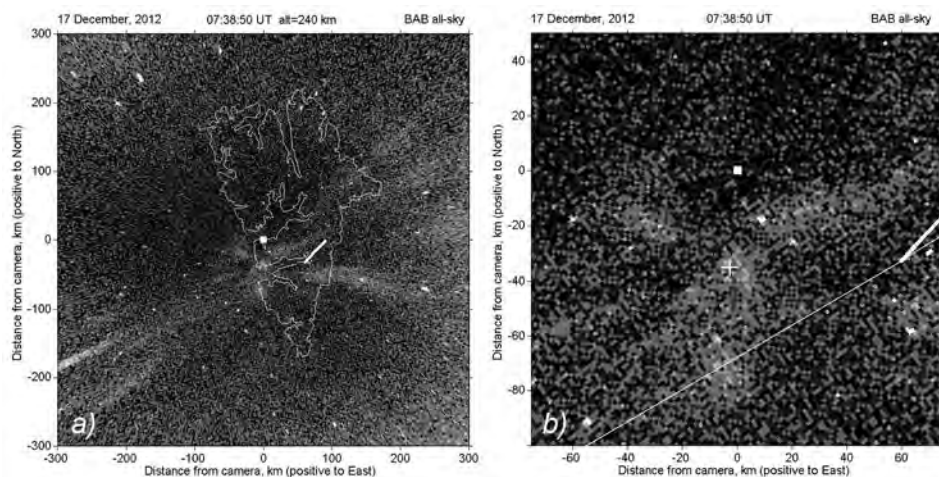


Fig. 4. (a) Complex structure of PMAF at the moment of intensification. (b) Auroral patches above Brentsburg. Local geographic and magnetic zeniths are marked with white square and cross, respectively. Bold white line shows the cusp position six minutes before the moment, thin white line is presumed location of the boundary between cusp and LLBL

Рис.4. а) — сложная структура системы дрейфующих к полюсу дуг в момент их интенсификации; б) — сияния над Баренцбургом в форме пятен. Географический и магнитный зенит отмечены белым квадратом и крестиком соответственно. Жирной линией показано положение каспа за шесть минут до этого момента, тонкая белая линия — предполагаемое положение границы между каспом и низкоширотным пограничным слоем

The bold white line on the images in Fig. 4 is a fragment of the F17 trajectory where cusp precipitations were detected six minutes before the image was taken. Note that the PMAF development preceded the interval of almost constant IMF (see Fig. 1a, central panel). This allows us to assume no global reconstruction of the dayside magnetosphere and, as a sequence, no significant displacement of the ionospheric boundaries of magnetospheric domains at least within a few minutes after cusp detection. As inferred from Fig. 1c, top panel, the satellite F17 flew almost along the geomagnetic latitude that is shown with a thin white line in Fig. 4b. Based on the spectrogram in Fig. 1c (top panel), this geomagnetic latitude may be regarded as the boundary between the cusp and LLBL. So, the patches poleward of the line may be located in the cusp, thus supporting the above hypothesis about the nature of the auroral patch in the local magnetic zenith as the cross-section of a just reconnected magnetic flux tube.

The next DMSP satellite (F16) flew through the camera field-of-view ten minutes after the first one (F17) and on leaving the MANT precipitations at 07:44:20 UT (see Fig. 1c, bottom panel) was mapped poleward zenith close to latitude where the drifting arcs disappeared. Unfortunately, the arc disappeared completely about four minutes before the moment. So, taking into account the stable IMF condition and the location of the fading arc in respect to the MANT/LLBL boundary which is assumed to be at the geomagnetic latitude of the F16 projection, we can only suggest that it happened in the mantle. The auroras in the mantle have been reported earlier [24].

4. DISCUSSION

The poleward moving auroral form (PMAF) is a typical form of the dayside auroral activity. Investigation into them started several decades ago but no commonly accepted explanation was elaborated. In the early publications that studied this phenomenon it was suggested that the dayside reconnection under negative IMF Bz conditions can be the possible reason for PMAF events (e.g. [3]). While subsequent studies showed that PMAF occur during both negative and positive Bz and that they may be observed far away from the noon meridian [25, 13], the reconnection remains the most popular hypothesis to explain PMAF.

To associate PMAF with just reconnected magnetic flux tube drifting from the cusp in anti-sunward direction, first of all it should be confirmed that the origin of PMAF is on the non-closed magnetic field lines (i.e. in the mantle or in the cusp, at least). Unfortunately, sometimes the researcher does not pay enough attention for reliable arguments of this. For example, in [6] a conclusion regarding the position of the source of PMAF in the magnetopause was based on the Tsyganenko model. In accordance with [9], the use of the Tsyganenko models for aurora conjugation with high-orbiting satellites (Cluster) yields a large uncertainty even in the inner magnetosphere ($L \sim 4.5$) where the shape of the magnetic field lines seems to be more predictable and not so much distorted by the external currents as just near the cusp. As additional argumentation, it was pointed in [6] to the similarity of PMAF and FTE (flux transfer event) timescales. Indeed, the FTE are attributed by many authors to a signature of reconnection but FTE was not reported as actually occurring during the event considered.

In order to locate the source of PMAF in the dayside magnetosphere in our study we used the data of the low-orbiting satellites DMSP series. Note that in contrast to any Tsyganenko models which are based on statistics and, hence, refer to some “averaged” geophysical situation, the position of the magnetospheric domains inferred from the DMSP

measurements is directly related to the moment of the optical observations above Svalbard. The location of the auroras in space was defined as accurately as possible. Firstly, for aurora mapping we used the position of stars on all-sky images which minimized the possible mistakes caused by inaccurate manual installation of the camera. Secondly, to estimate the height of specific auroral forms we do not use a-priori information but calculate it from the characteristics of precipitating electrons directly measured by DMSP just over the auroral form. Therefore the association of the faint auroras on the all-sky images with the cusp precipitations (section 3.2) may be accepted as a proven fact if the on-line procedure of domain identification at the APL website is correct.

A credible conclusion but less supported by direct measurements, is that the PMAF source is located on the non-closed magnetic field lines (section 3.3). Up to the moment when F16 crossed the MANT/LLBL boundary, the PMAF have faded completely. So, our assumption that they were in the mantle is based on the F16 measurements which were made a few minutes after the arc disappearance and the fact that the MANT/LLBL boundary did not shift poleward during the interval.

If the arcs are really on the non-closed magnetic field lines and move poleward at the same time, it is reasonable to associate them with just reconnected magnetic field lines drifting tailward from the cusp. Recall that attributing PMAF to reconnection in [6] was inferred from the similarity of the PMAF and FTE timescales despite the fact that FTE themselves were not detected. In our case the reconnection hypothesis was supported by the DMSP F16 data, in particular by the shape of ion precipitations shown on the bottom panels in Figs. 1c, time interval 07:43:05–07:44:35 UT. First, the spectrogram shows the increase of ion energy while the satellite F16 moves from high latitudes to south (ion-energy dispersion), which is usually considered as a signature of reconnection during negative B_z (e.g. [26]). Second, the dispersion structure crosses the MANT/LLBL boundary, which may be interpreted as penetration of the reconnecting flux tubes from LLBL to the mantle. As an alternative to reconnection, the interchange instability might be the possible mechanism for penetration of PMAF into the mantle (e.g. [27, 28]).

The keogram in Fig. 1 shows the tendency for the PMAF intensity to increase in the course of movement toward zenith. The apparent increase of the luminosity on the flat image may be caused by the pass of the auroras, which actually are three-dimensional structures, exactly through the magnetic zenith. The PMAF which we relate to reconnection has a complex configuration and consists of both rays and patch-like auroras (see Fig. 4). The set of available instruments does not allow us to conclude whether the local spot in the magnetic zenith in Fig. 4 is the cross-section of an auroral ray or is different auroral phenomenon. So, the size of the spot of about 10×20 km at an altitude of 240 km might be the transverse scale of both the ray and the reconnected flux tube.

5. CONCLUSION

A case study of aurora dynamic in the cusp region has been analyzed using ground-based optical measurements and data from the DMSP F17 and F16 satellites crossing the camera field-of-view one after the other within a 10 minute interval. An auroral keogram showed that the aurora development was conditioned by the IMF variations. Sharp changing of the IMF B_z component from positive to negative values caused the partial reconstruction of the dayside magnetosphere so that the aurora activity of a PMAF-like type was shifted southward and the cusp moved to the zenith of the all-sky camera at the

Barentsburg observatory, i.e. southward of its statistical position ([2]). On the other hand, the large negative B_z and $B_y \sim 0$ create favorable conditions for dayside reconnection.

For correct matching of the optical and satellite measurements we used the package of procedures developed for the multi-camera project ALIS (Swedish Institute of Space Physics) as well as the altitude of the auroras inferred directly from the precipitating electron data measured on board the DMSP satellites instead of a-priori information. It was shown that the weak bursts of electron precipitations detected by the F17 satellite inside the cusp are conjugated with the faint red auroras. The auroras look like rayed arcs and are located at the equatorial edge of the cusp-related precipitation. The spectrograms from the F17 satellite show that the auroras were generated by scattered rather than accelerated particles.

The single event of so-called poleward moving auroral forms was observed after the flights of the first satellite. We suggest that at the end of the event the source of the PMAFs was located in the mantle, i.e. on the non-closed magnetic field lines, and dayside reconnection could be responsible for the PMAF formation. The “reconnection hypothesis” is supported also by the presence of ion-energy dispersion on the satellite spectrogram. Note, however, that this assumption does not refer to the PMAFs that occurred before the F17 passage. In accordance with [28], the interchange-like instability might be a possible mechanism for the PMAF formation in this MLT sector, for example.

We also estimated the spectrum and altitude of the rayed arcs in the cusp, the energy of precipitating electrons responsible for the arc generation and the probable reason for that precipitation, as well as the transverse size of the auroral ray/reconnected flux tube that may be of practical value for further investigation of the dayside auroras.

Acknowledgements. The DMSP particle detectors were designed by D.Hardy (AFRL, USA) and data obtained from JHL/APL. OMNI solar wind data were provided through the NASA CDAWeb. The package for geographical positioning of all-sky camera images was developed with the participation of B. Gustavsson (University of Tromsø, Norway) within the framework of the ALIS project. We are grateful to A. Kozlovsky (Oulu University, Finland) and V. Vorobjev (PGI, Russia) for interest in our work, as well as A. Roldugin for the optical data of good quality and N. Safargaleeva for assistance in optical data selection (both at PGI, Russia).

REFERENCES

1. Safargaleev V., Kozlovsky A., Sergienko T., Yeoman T.K., Uspensky M., Wright D.M., Nilsson H., Turunen T., Kotikov A. Optical, radar and magnetic observations magnetosheath plasma capture during a positive IMF B_z impulse. *Annales Geophys.* 2008. 26 (3): 517–531. doi:10.5194/angeo-26-517-2008.
2. Newell P.T., Meng C.-I. Mapping the dayside ionosphere to the magnetosphere according to particle precipitation characteristics. *Geophys. Res. Lett.* 1992. 19 (6): 609–612. doi:10.1029/92GL00404.
3. Vorobjev V.G., Starkov G.V., Gustafsson G., Feldstein Y. I., Shevnina N.F. Dynamics of day and night aurora during substorms. *Planet. Space Sci.* 1975. 23 (2): 269–278. doi:10.1016/0032-0633(75)90132-4.
4. Tsyganenko N.A. Data-based modelling of the Earth’s dynamic magnetosphere: a review. *Annales Geophys.* 2013. 31 (10): 1745–1772.
5. Farrugia C.J., Sandholt P.E., Burlaga L.F. Auroral activity associated with Kelvin-Helmholtz instability at the inner edge of the low-latitude boundary layer. *J. Geophys. Res.* 1994. 99 (10): 19403–19411. doi:10.1029/94JA00926.

6. Taguchi S., Hosokawa K., Ogawa Y., Aoki T., Taguchi M. Double bursts inside a poleward-moving auroral form in the cusp. *J. Geophys. Res.* 2012. 117 (12). doi: 10.1029/2012JA018150.
7. Ober D.M., Maynard N.C., Burke W.J., Moen J., Egeland A., Sandholt P.E., Farrugia C.J., Weber E.J., Scudder J.D. Mapping prenoon auroral structures to the ionosphere. *J. Geophys. Res.* 2000. 105 (12): 27519–27530. doi:10.1029/2000JA000009.
8. Moen J., Holtet J.A., Pedersen A., Lybekk B., Svenes K., Oksavik K., Denig W.F., Lucek E., Soraas F., Andre M. Cluster boundary layer measurements and optical observations at magnetically conjugate sites. *Annales Geophys.* 2001. 19 (10/12): 1655–1668. doi:10.5194/angeo-19-1655-2001.
9. Safargaleev V.V., Shibaeva D.N., Sergienko T.I., Kornilov I.A. On the possibility of coupling satellite and ground-based optical measurements in the region of pulsating auroras. *Geomagnetism and Aeronomy.* 2010. 50 (7): 873–879. doi:10.1134/S001679321007008X.
10. Starkov G.V., Rezhnev B.V., Vorob'ev V.G., Feldstein Ya.I., Gromova L.I. Dayside auroral precipitation structure. *Geomagnetism and Aeronomy.* 2002. 42 (2): 176–183.
11. Starkov G.V. Mathematical model of the auroral boundaries. *Geomagnetism i Aeronomia.* *Geomagnetism and Aeronomy.* 1994. 34 (8): 80–86. [In Russian].
12. Starkov G.V., Vorobjev V.G., Feldstein Ya.I. Relative position of the regions of auroral precipitation and discrete auroras. *Geomagnetism and Aeronomy.* 2005. 45 (2): 170–180.
13. Safargaleev V.V., Tagirov V.R., Osipenko S.V., Kudryashova N.V. Response of postnoon auroras to changes in the IMF Bz component. *Geomagnetism and Aeronomy.* 2004. 44 (3): 316–323.
14. Jacobsen B., Sandholt P.E., Burke W.J., Denig W.F., Maynard N.C. Optical signatures of prenoon auroral precipitation: Sources and responses to solar wind variations. *J. Geophys. Res.* 1995. 100 (5): 8003–8012. doi:10.1029/94JA02726.
15. Sandholt P.E., Farrugia C.J., Cowley S.W.H., Lester M., Cerisier J.-C. Excitation of transient lobe cell convection and auroral arc at the cusp poleward boundary during a transition of the interplanetary magnetic field from south to north. *Annales Geophys.* 2001. 19 (5): 487–493. doi:10.5194/angeo-19-487-2001.
16. Hardy D.A., Gussenhoven M.S., Brautigam D. A statistical model of auroral ion precipitation. *J. Geophys. Res.* 1989. 94 (1): 370–392. doi: 10.1029/JA094iA01p00370.
17. Newell P.T., Wing S., Meng C.-I., Sigilitto V. The auroral oval position, structure and intensity of precipitation from 1984 onward: an automated on-line base. *J. Geophys. Res.* 1991. 96 (4): 5877–5882. doi:10.1029/90JA02450.
18. Gustavsson B. Three dimensional imaging of aurora and airglow. Doctoral Thesis. IRF Scientific Report 267. 2000. URL: <http://www2.irf.se/~bjorn/thesis/thesis.html> (accessed 01.07.2018).
19. Brändström U. The Auroral Large Imaging System - Design, Operation and Scientific Results, IRF Scientific Report 279. 2003. URL: <http://www2.irf.se/~urban/avh/html/htmlthesis.html> (accessed 01.07.2018).
20. Starkov G.V. Auroral heights in the polar cap. *Geomagnetism i Aeronomia.* *Geomagnetism and Aeronomy.* 1968. 8 (1): 36–41. [In Russian].
21. Solomon S.C., Hays P.B., Abreu V.J. The auroral 6300 Å emission: Observations and modelling. *J. Geophys. Res.* 1998. 93 (9): 9867–9882. doi:10.1029/JA093iA09p09867.
22. Ivanov V.E., Kirillov A.S., Sergienko T.I., Steen A. Modelling of the altitude distribution of green line (5577 Å) luminosity in aurora. *Airglow and Aurora. Proc. SPIE.* 1993, 2050: 105–113. doi:10.1117/12.164815.
23. Sergienko T.I., Ivanov V.E. A new approach to calculate the excitation of atmospheric gases by auroral electrons. *Annales Geophys.* 1993. 11 (8): 717–727.
24. Safargaleev V.V., Mitrofanov V.M., Roldugin A.V. Simultaneous optical and satellite observations of auroras in the mantle: case study. *Geomagnetism and Aeronomy.* 2016. 56, 6: 706–715. doi:10.1134/S0016793216060141.

25. *Fasel G.J.* Dayside poleward moving auroral forms: a statistical study. *J. Geophys. Res.* 1995. 100 (7): 11891–11905. doi:10.1029/95JA00854.
26. *Rieff P.H., Burch J.L., Hill T.W.* Solar wind plasma injection at the dayside magnetospheric cusp. *J. Geophys. Res.* 1977. 82 (7): 479–491. doi:10.1029/JA082i004p00479.
27. *Lyatsky W.B., Safargaleev V.V.* Flute instability of the magnetopause in the presence of the magnetic barrier. *Geomagnetism i Aeronomia*. Geomagnetism and Aeronomy. 1991. 31, 2: 354–359. [In Russian].
28. *Kozlovsky A.E., Safargaleev V.V., Jussila J., Kustov A.V.* Pre-noon high latitude auroral arcs as a manifestation of the interchange instability. *Annales Geophys.* 2003. 21 (12): 2303–2314. doi:10.5194/angeo-21-2303-2003.

**Полярные сияния в каспе и его приполюсной окрестности:
исследование отдельного события
(расширенный реферат)**

Процессы взаимодействия солнечного ветра с дневной магнитосферой являются важным звеном формирования космической погоды, поскольку именно посредством этих процессов осуществляется перенос энергии и вещества из межпланетной среды в околоземное космическое пространство. При отрицательных значениях межпланетного магнитного поля (ММП) его силовые линии становятся антипараллельными силовым линиям геомагнитного поля в окрестности подсолнечной точки на магнитопаузе. Такая ситуация неустойчива и приводит к пересоединению силовых линий ММП с силовыми линиями, формирующими магнитопаузу. Пересоединившиеся силовые трубки сносятся солнечным ветром в хвост магнитосферы, где скапливаются, увеличивая тем самым магнитную энергию хвоста. Магнитная энергия высвобождается в ходе магнитосферной суббури — одного из наиболее сильных катаклизмов космической погоды. В процессе сноса в магнитосферный хвост пересоединившаяся силовая трубка пересекает магнитосферный домен, называемый каспом. Геометрия геомагнитного поля такова, что в околополуденные часы основание каспа оказывается над Шпицбергенем, и высыпающиеся из пересоединившейся трубки частицы теоретически могут оставлять в ионосфере над Шпицбергенем «след» в виде дрейфующих к полюсу слабых форм дневных полярных сияний.

В зимнее время года, когда на широте Шпицбергена темно даже в полуденные часы, эти слабые сияния могут быть обнаружены наземной оптической аппаратурой. Проблема заключается в том, чтобы в сложной картине дневных сияний выделить те, которые «произведены» высыпающимися из каспа электронами. Откуда сыплются электроны, можно понять, анализируя данные низкоорбитальных спутников серии DMSP. Вторая сложность обусловлена тем, что наземному наблюдателю требуется в относительно короткий период времени, когда оптическим наблюдениям не препятствует ни солнечный, ни лунный свет, в безоблачный полдень, при отрицательных значениях ММП зафиксировать сияния при условии, что спутник DMSP пролетал не просто через поле зрения камеры, но пересекал при этом область каспенных высыпаний. Понятно, что такое стечение обстоятельств встречается крайне редко даже при регулярных оптических наблюдениях на Шпицбергене. По этой причине теоретическая гипотеза о том, что результат пересоединения можно «увидеть» с земной поверхности оптической аппаратурой, хотя и была предложена более пятидесяти лет назад, до сих пор остается дискуссионной.

В работе исследован редкий случай одновременной регистрации дневных полярных сияний наземной оптической аппаратурой и детектором высыпающихся

частиц на спутниках DMSP F16 и F17. Оптические измерения проводились камерой полного обзора неба Полярного геофизического института (ПГИ), установленной в обсерватории Баренцбург на арх. Шпицберген. Особое внимание уделялось точности сопряжения участков траектории спутников с областями, занятыми свечением. Для этих целей использовался пакет программ, разработанных в Шведском институте космической физики, позволяющий по расположению звезд на снимке камеры каждому пикселу изображения сопоставить физические координаты на плоскости, где располагался максимум свечения и на которую затем спутниковый фрагмент траектории «проектировался» вдоль силовой линии геомагнитного поля.

Следуя развороту вертикальной компоненты межпланетного магнитного поля (B_z -компоненты ММП) в область отрицательных значений, система слабых лучистых дуг сместилась к югу, после чего одна из дуг начала дрейфовать обратно к полюсу и пропала. Разворот B_z привел к тому, что подошва каспа тоже сместилась к югу от своего статистического положения (над поселком Нью-Олесунн) и оказалась в центре поля зрения камеры в Баренцбурге. Спутник DMSP F17 пересек касп спустя двадцать минут после разворота B_z -компоненты. Положение и сияний, и спутника в центре изображения, даваемого камерой, позволило снизить искажения, вносимые объективом типа «рыбий глаз» на больших расстояниях от зенита (в частности, над Нью-Олесунном).

Совместный анализ оптических и спутниковых данных показал, что наблюдаемые слабые лучистые дуги находятся в области каспенных высыпаний и пространственно связаны с всплеском высыпающихся электронов с энергией менее 100 эВ. Следующий спутник DMSP пересек поле зрения камеры спустя десять минут после первого, и анализ его данных показал, что эта дуга в момент исчезновения находилась в области разомкнутых силовых линий. Этот результат, дополненный специфической формой протонных высыпаний в данных спутника DMSP, которую традиционно связывают с пересоединением, позволил нам прийти к выводу, что смещавшаяся к полюсу слабая лучистая дуга могла представлять собой ионосферный след только что пересоединившейся магнитной силовой трубки, уносимой солнечным ветром в антисолнечном направлении. Результат подтверждает теоретическую гипотезу о том, что в некоторых ситуациях дневные полярные сияния могут представлять ионосферный след пересоединения. С этой позиции регулярные оптические наблюдения на Шпицбергене можно рассматривать как один из способов мониторинга космической погоды, создающий предпосылки для ее прогнозирования.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ ЗЕМЛИ

УДК 551.326:535.3

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-157-169

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ СОВМЕСТНОГО ПРИМЕНЕНИЯ ЗОНД-ИНДЕНТОРА И ТЕПЛОВОГО БУРЕНИЯ В ЛЕДОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В.В. ХАРИТОНОВ*, А.И. ШУШЛЕБИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*sogra.kharitonov@mail.ru

ANALYSIS OF THE JOINT APPLICATION RESULTS OF A BOREHOLE JACK AND THERMAL DRILLING IN ICE RESEARCH

V.V. KHARITONOV*, A.I. SHUSHLEBIN

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*sogra.kharitonov@mail.ru

Received March, 29, 2018

Accepted June, 13, 2018

Keywords: borehole jack, ice ridge, local ice strength, porosity, thermal drilling.

Summary

In last two decade, studies of ice ridge morphometry and strength properties have been actively carried out. Thermal drilling of ice and experiments to determine the local strength of ice using a borehole jack are performed. The paper discusses the issues of joint use of thermal drilling equipment and borehole jack for the ice cover research. Two approaches to the comparison of the results obtained by these two methods are considered. Average penetration rate versus local ice strength dependences are presented. With increasing ice strength and decreasing penetration rate the interval of changes in the ice strength increases and correspondence of the strength to the penetration rate decreases. Based on the results of ice ridges research, depth-wise distributions of local strength and thermal drill penetration rate are compared. Difference between the average thicknesses of the consolidated layer obtained from these distributions was 5 %.

Поступила 29 марта 2018 г.

Принята к печати 13 июня 2018 г.

Ключевые слова: зонд-индентор, лед, пористость, прочность, термобурение.

Citation: Kharitonov V.V., Shushlebin A.I. Analysis of the joint application results of a borehole jack and thermal drilling in ice research. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 157–169. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-157-169.

В последние два десятка лет проводятся исследования морфометрических и прочностных характеристик торосистых образований и припая. Выполняется тепловое бурение льда и проведение экспериментов по определению локальной прочности льда с помощью зонд-индентора. В статье обсуждаются вопросы совместного применения термобурового оборудования и зонд-индентора для исследования ледяного покрова. Рассмотрены два подхода к сравнению результатов, полученных этими двумя методами. Приведены зависимости средней скорости бурения от локальной прочности льда. При возрастании прочности льда и уменьшении скорости бурения диапазон изменения прочности льда увеличивается и понижается соответствие прочности скорости бурения. Выполнено сравнение среднестатистических распределений прочности и скорости бурения по глубине по результатам исследования торосов. Отличие полученных из этих распределений значений средней толщины консолидированного слоя торосов составило 5 %.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с освоением шельфовых зон замерзающих морей России и перспективой строительства стационарных платформ для добычи углеводородов стоит задача обеспечения безопасной эксплуатации таких сооружений в условиях дрейфующих и припайных льдов. Для этого необходимо проводить исследования прочности и строения ледяных образований (ровный дрейфующий лед, торосы, припай, стамухи, айсберги, навалы льда на берега). В ААНИИ были разработаны оригинальные технологии определения прочностных и морфометрических характеристик льда в натурных условиях, позволяющие проводить исследования прочности и строения ледяного покрова как по площади, так и по толщине. Целью данной работы является ответ на вопрос: возможно ли, основываясь на данных о скорости бурения льда, сделать вывод о его прочности? Для достижения данной цели потребовалось решить следующие задачи:

- рассмотреть результаты совместного применения термобурового оборудования и зонд-индентора для исследования ледяного покрова;
- сопоставить данные о прочности льда с данными термобурения;
- предложить аналитическую зависимость скорости теплового бурения от прочности льда, пригодную для практического применения.

Технология морфометрических исследований внутреннего строения ледяных образований основана на скоростном бурении льда горячей водой или электро-термобурении с компьютерной записью скорости движения бурового снаряда во льду. Скорость бурения зависит от подаваемой тепловой мощности, пористости льда и в небольшой степени от его температуры. Бурение проводится вдоль профилей, проложенных поперек гребня тороса (стамухи, навала), на постоянной тепловой мощности. Фиксируются дата, номер ледяного образования, номер линии, номер скважины, высота снежного покрова, которая измеряется в месте бурения с помощью снегомерной рейки. После того, как скважина пробурена, измеряется превышение верхней поверхности снежного покрова (льда) над уровнем моря с помощью контактного измерителя уровня воды. При обработке данных термобурения определяются величина надводной и подводной части ледяного покрова, границы консолидированного льда, границы пустот, участки льда различной пористости.

В настоящее время в ААНИИ принято при определении внутреннего строения торосов и стамух выделять области плотного льда, рыхлого льда и пустот [1, 2]. Под рыхлым льдом понимается область, заполненная мелкими кусками льда, смерзшимися между собой в местах контактов. За граничную величину кусков принята

минимальная толщина блоков льда, составляющих парус тороса или стамухи. Встречающаяся во время бурения область, в которой чередуются участки льда и пустоты с размерами меньше граничной, идентифицируется как область, заполненная рыхлым льдом. Участки, где бурение идет без провалов, но его скорость существенно выше, чем скорость бурения плотного льда, идентифицированы как межблоковые пространства, заполненные полусмерзшейся шугой [4].

Установка «Скважинный зонд-индентор» [3] состоит из гидростанции, зонд-индентора, регистратора показаний датчиков давления, перемещения и сигналов трещинообразования во льду во время испытания. Собственно зонд-индентор состоит из опорной плиты и гидроцилиндра с выдвигающимся с постоянной скоростью штоком. Испытания проводятся в скважинах диаметром 0,25 м с интервалом не менее 0,30 м на глубину до 5 м. Скорость внедрения индентора в лед может регулироваться в пределах от почти нулевой до 4,5 мм/с. Во время испытаний фиксируются изменение давления в гидросистеме, перемещение индентора при его внедрении в стенку скважины и появляющиеся при деформировании льда акустические сигналы. Разрушающие давления на различных горизонтах ледяного образования пересчитываются в механические напряжения, на основании которых строятся вертикальные распределения прочности.

Технологии исследования внутреннего строения торосов и стамух основаны на различных физических принципах: оценивания прочности льда с помощью зонд-индентора и описания структурных элементов внутри ледяных образований по скорости движения бурового снаряда при термобурении. Сравнение полученных результатов позволяет выделить как общие закономерности распределения характеристик, так и индивидуальные особенности каждого из методов. Рассмотрим два подхода к сравнению результатов, полученных этими двумя методами.

ЭМПИРИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Скважины для проведения испытаний с помощью зонд-индентора, как правило, совпадали со скважинами термобурения; расстояние между ними не превышало одного метра. Термобурение выполнялось после зонд-индентора и не влияло на результаты зондирования. Отсчет уровней зондирования осуществлялся от поверхности льда, а при тепловом бурении от уровня воды в скважине. При сопоставлении результатов термобурения и зондирования все данные о глубине приводились к уровню воды. На рис. 1 приведена характерная запись зависимости скорости термобурения от глубины, и на этот же график нанесены уровни зондирования и локальная прочность льда [7] на этих уровнях.

В мае–июне 2004 г. в Обской губе проводились исследования морфометрических и прочностных характеристик припая. Лед состоял в основном из крупноблочных кристаллов неправильной формы, соответствующих структурному типу А1, что обусловлено ранними сроками устойчивого ледообразования. Текстура этого типа льда монолитная, в слоях с минимальным количеством включений значения плотности пресного льда приближались к своему максимуму — 917 кг/м³. К моменту начала проведения работ температура льда повысилась до 0 °С, и ее вертикальное распределение стало однородным.

Расстояние от буровой скважины до скважины зонд-индентора колебалось в пределах 0,15... 0,25 м. Подаваемая на термобур электрическая мощность была постоянна в течение всего бурения. Для каждого опыта на соответствующей записи скорости был выделен участок на шкале глубин, на котором происходило внедрение

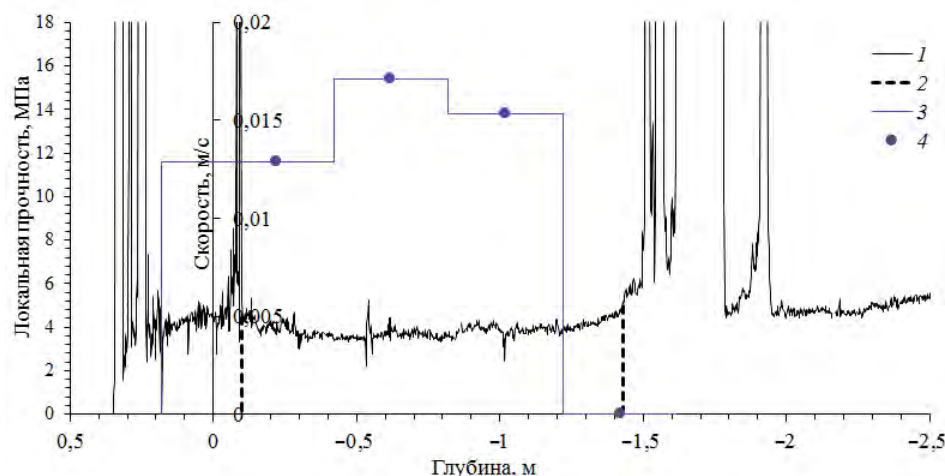


Рис. 1. Сопоставление локальной прочности льда и скорости термобурения по глубине испытаний: 1 — скорость; 2 — границы консолидированного слоя; 3 — локальная прочность; 4 — измеренное значение локальной прочности

Fig. 1. Comparison of the local strength of ice and the speed of thermal drilling by the depth of the test: 1 — speed; 2 — consolidated boundary boundaries; 3 — local strength; 4 — measured value of local strength

зонд-индентора в лед, и рассчитана средняя скорость электротермобура на этом участке. Всего получилось 78 пар значений средней скорости на участке и соответствующей этому участку локальной прочности льда.

Аналогичная работа проводилась во время ледоисследовательских работ в Бай-дарацкой губе в 2010 г. Тогда было получено 74 пары значений скорости и прочности, но уже для соленого льда. За счет наличия в соленом льду ячеек с рассолом скорость бурения соленого льда выше, чем скорость бурения пресного льда. Напротив, с повышением солёности прочность льда уменьшается. Эти тенденции изменения скорости бурения и прочности льда при повышении его солёности дают основание для объединения этих данных в один массив. Совместная диаграмма, связывающая среднюю скорость бурения на участке с соответствующим значением локальной прочности льда, для 2004 и 2010 гг. приведена на рис. 2.

Функциональная связь скорости бурения и локальной прочности льда представлена облаком точек неправильной формы и на первый взгляд трудноопределима. Такая связь примерно с одинаковой точностью может быть описана различными аналитическими выражениями. В нашем случае главное требование к математической модели для такой связи — удобство ее использования. Другое требование — содержательность, или интерпретируемость, на данном этапе анализа практически недостижимо. Поэтому было принято решение считать связь скорости и прочности льда линейной, как наиболее простое, и воспользоваться надежным методом наименьших квадратов. Уравнение линейной регрессии приведено на диаграмме. Однако дальнейший расчет параметров полосы неопределенности данных показал трудность ее определения из-за малости общего числа проведенных измерений. Поэтому для упрощения описания нашей функциональной зависимости было решено использовать уравнения ограничивающих точки линий. Эти уравнения также приведены на

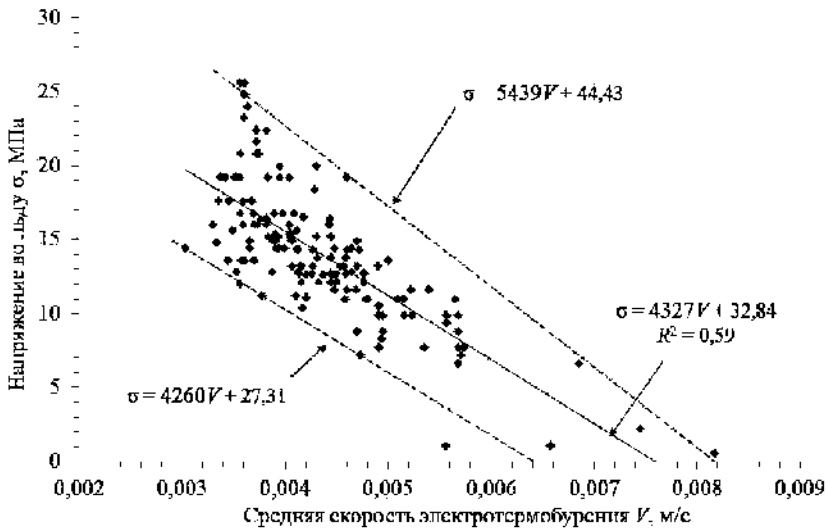


Рис. 2. Диаграмма связи локальной прочности льда σ и скорости электротермобурения V по данным исследования ровного пресноводного льда в Обской губе в 2004 г. и морского льда в Байдаратской губе в 2010 г.

Пунктирные линии ограничивают область, занимаемую экспериментальными точками на диаграмме. Сплошная линия — линия линейной регрессии

Fig. 2. The diagram of the relation between the local strength of ice σ and the rate of electrothermoburial V according to the study of fresh freshwater ice in the Ob Bay in 2004 and sea ice in the Baydaratskaya Bay in 2010.

Dotted lines limit the area occupied by the experimental points on the diagram. The solid line is the linear regression line

диаграмме. Таким образом, воспользовавшись этими уравнениями, можно оценить интервал, в какой попадает значение локальной прочности при измеренной скорости бурения, и математическое ожидание этого значения. Например, термобур проходит лед со средней скоростью 0,0044 м/с. Тогда локальная прочность этого льда будет лежать в интервале от 8,5 до 20,5 МПа и наиболее вероятно будет равна 13 МПа.

На рис. 3 приведены диаграммы связи локальной прочности σ льда и скорости термобурения V , построенные по данным исследования торосов и ровного льда пролива Шокальского в 2016 г. Здесь производилось уже водяное бурение, поэтому скорость проходки термобура значительно выше. Поскольку в электротепловом бурении льда и в бурении льда горячей водой используется один и то же принцип — расплавление льда и за счет этого погружение термобура, отличие только в способе подачи тепла ко льду, нет никаких методических ограничений для поиска связи скорости обоих видов бурения с прочностью льда. Для сравнения с электротермобурением приведены два графика, отличающиеся тем, что на первом интервал усреднения скорости равен диаметру индентора (0,09 м), а на втором — половине интервала зондирования ((0,30 м)/2 = 0,15 м).

Вопрос выбора интервала усреднения скорости находится в стадии изучения, поскольку для выверенного решения недостаточно экспериментальных данных. Представляется, что при практическом применении уравнений для оценки локальной

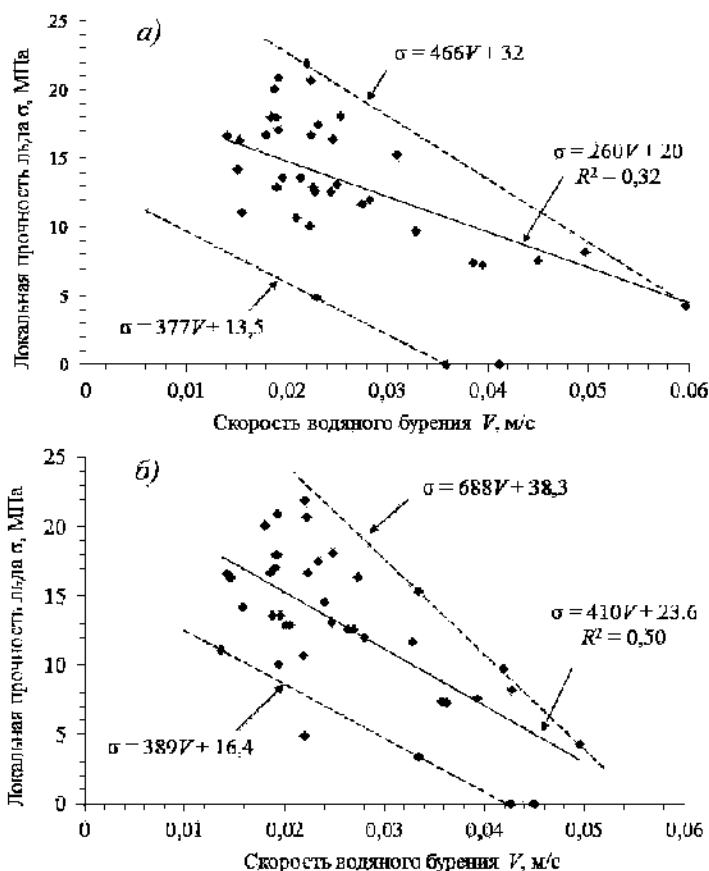


Рис. 3. Диаграмма связи локальной прочности льда σ и скорости водяного термобурения V по данным исследования торосов в проливе Шокальского в 2016 г. Интервал усреднения скорости: а) — 0,09 м, б) — 0,15 м.

Пунктирные линии ограничивают область, занимаемую экспериментальными точками на диаграмме. Сплошные линии — линии линейной регрессии

Fig. 3. The diagram of the relation between the local strength of ice σ and the water-drilling temperature V according to the data of the study of hummocks in the Shokalsky Strait in 2016. The interval for averaging the velocity: а) — 0,09 m, б) — 0,15 m.

Dotted lines limit the area occupied by the experimental points on the diagram. Solid lines are linear regression lines

прочности льда по скорости бурения для разных интервалов усреднения результаты будут близки, по крайней мере, для диапазона скоростей, где присутствует наибольшее скопление точек, т.е. наиболее интересного.

Таким образом, можно констатировать следующее: на данном этапе однозначной связи скорости термобурения и прочности льда не обнаружено. Определенной скорости термобурения соответствует диапазон локальной прочности льда, от которого можно перейти к прочности стандартных образцов при одноосном сжатии. При высоких скоростях бурения можно делать вывод, что прочность проходимого термобуром льда невысока. При средних и небольших скоростях бурения диапазон

разброса значений прочности льда расширяется, и, хотя его центр смещается в сторону больших значений, однозначного вывода о прочности льда сделать нельзя. Это является основанием для проведения дальнейших исследований.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Второй подход к сравнению результатов, полученных с помощью зонд-индентора и термобурения, заключается в анализе среднестатистических распределений прочности и скорости бурения по глубине. Рассмотрим его на примере данных термобурения и зонд-индентора, полученных в результате исследования торосов Каспийского моря в 2013 г.

Согласно закону сохранения энергии связь скорости термобурения с подаваемой мощностью можно выразить калориметрической формулой:

$$V = \frac{KP}{\Lambda [\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L) - \rho_w s c_w t_i + (\rho(1-a-s) + \rho_w s) c_w t_w]}, \quad (1)$$

где V — скорость погружения термобура, м/с; P — подаваемая на термобур тепловая мощность, Вт; K — коэффициент, учитывающий рассеяние тепла через боковую поверхность коронки термобура (к.п.д. термобура); Λ — площадь миделева сечения коронки термобура, м²; ρ — плотность монокристалла льда, кг/м³; a — объемное содержание воздуха во льду; s — объемное содержание рассола во льду; c_i — теплоемкость чистого льда, Дж/(кг·град); t_i — температура льда, °С; L — удельная теплота плавления льда, Дж/кг; ρ_w — плотность расплава, кг/м³; c_w — теплоемкость расплава, Дж/(кг·град); t_w — температура расплава, °С. Определим объемное содержание твердой фазы льда V_{Cl} (аббревиатура *Volumetric Content of Ice*) как

$$V_{Cl} = 1 - a - s. \quad (2)$$

Величина V_{Cl} аналогична коэффициенту заполнения, но несколько меньше его, т.к. учитывает наличие микропор в блоках льда.

Преобразуем формулу (1) к виду

$$V = \frac{KP}{\Lambda [\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L + c_w t_w) + \rho_w s c_w (t_w - t_i)]}. \quad (3)$$

В знаменателе формулы (3) удельная теплота плавления льда $L = 335$ кДж/кг. Удельная теплоемкость льда $c_i = 2,093$, удельная теплоемкость воды $c_w = 4,187$ кДж/(кг·К). Температура льда t_i , как правило, находится в пределах $0 \dots -10$ °С, температура талой воды по данным экспериментов не превышает 30 °С, соленость льда s в подавляющем большинстве случаев не превышает 11 ‰. Удельное содержание пузырьков воздуха находится в пределах 10 %. Таким образом, первое слагаемое в квадратных скобках (3) будет не меньше, чем $918 \cdot (1 - 0,1 - 0,11) \cdot (2,093 \cdot 0 + 335 + 4,187 \cdot 30) \approx 2,4 \cdot 10^5$. Второе же слагаемое не превысит величины $1003 \cdot 0,11 \cdot 4,187 \cdot (30 - (-10)) \approx 1,8 \cdot 10^4$. Пренебрегая вторым слагаемым, а также слагаемым $c_i t_i$ как слагаемыми высшего порядка малости в знаменателе формулы (3), из (2) и (3) скорость бурения V обратно пропорциональна объемному содержанию твердой фазы льда V_{Cl} :

$$V_{Cl} \approx \frac{KP}{\Lambda \rho (L + c_w t_w)} \cdot \frac{1}{V}. \quad (4)$$

За счет высокой тепловой инерционности нагревательной коронки электро-термобура влияние объемного содержания твердой фазы льда V_{Cl} на к.п.д. коронки,

т.е. на коэффициент K , будет незначительно. Эксперименты, проведенные в 1999 г. в Лаборатории физического моделирования (ныне — УМЦ «Ладoga»), показали, что коэффициент K при бурении лабораторного льда различной солености и с различным содержанием воздушных включений изменялся в пределах 6 %. Согласно расчетам [5], относительная доля тепловой энергии, рассеиваемой в твердой фазе, уменьшается с ростом скорости плавления и уменьшением параметра удлиненности нагревательной коронки, т.е. соотношения ее высоты и диаметра. Для скоростей плавления, соответствующих льду, и параметра удлиненности коронки термобура ААНИИ, равного 1/7, доля рассеиваемой тепловой энергии становится пренебрежимо малой. Таким образом, в первом приближении можно считать, что коэффициент пропорциональности между величиной, обратной скорости бурения, и значением объемного содержания твердой фазы льда V_{cl} в (3) не зависит от самой величины объемного содержания.

Распределение скорости погружения термобура вдоль скважины согласно (3) дает распределение объемного содержания твердой фазы льда в относительных единицах, поскольку коэффициент пропорциональности между V_{cl} и $1/V$ имеет размерность скорости. Точные значения V_{cl} неизвестны, т.к. неизвестен коэффициент пропорциональности между V_{cl} и величиной, обратной скорости. Поскольку коэффициент пропорциональности принят как величина постоянная, для упрощения в дальнейшем в качестве значений V_{cl} используются значения $1/V$ как некие относительные величины. Для каждой скважины это распределение будет индивидуальным. Усреднив эти кривые по всем скважинам, можно получить среднее распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине для выбранного отдельного тороса или для всего района проведения исследований. Усреднение происходит следующим образом. Последовательно рассматриваются все глубины от максимального значения высоты паруса до минимального значения глубины кия. На каждой выбранной глубине усредняются значения $1/V$ во всех скважинах, соответствующие этой глубине. В тех точках, где рассматриваемая глубина выходит за пределы паруса или кия, значение $1/V$ принимается равным нулю.

Проделав эту операцию со всеми записями совместных точек бурения (всего 108 скважин), получим зависимость V_{cr} , приведенную на рис. 4а. Определение границ консолидированного слоя (КС) по этой кривой будет валидным. Кривая V_{cl} в области 0,4...–0,9 м представляет собой интегральное распределение вероятности наличия льда в этом диапазоне глубин, которое определяется разбросом положения верхней и нижней границ КС. Среднее положение верхней границы КС можно получить усреднением полученной зависимости в диапазоне глубин 0,4...0 м, где происходит резкое увеличение V_{cr} . Это значение равняется 0,19 м. Аналогичный расчет дает среднее положение нижней границы КС на горизонте –0,45 м. Общая толщина КС составляет, таким образом, в среднем 0,64 м.

Второй вариант усреднения: те точки, в которых рассматриваемая глубина выходит за пределы паруса или кия, не рассматриваются. На рис. 4б представлен такой вариант усреднения.

Точно так же по первому и второму типу усредняем ступенчатые линии локальной прочности льда (см. рис. 1). Рис. 5а показывает усредненное по второму типу распределение по глубине. Если исключить аномально высокие значения прочности (12,6 МПа) на горизонте 2,4 м в одной из скважин, как результат измерения,

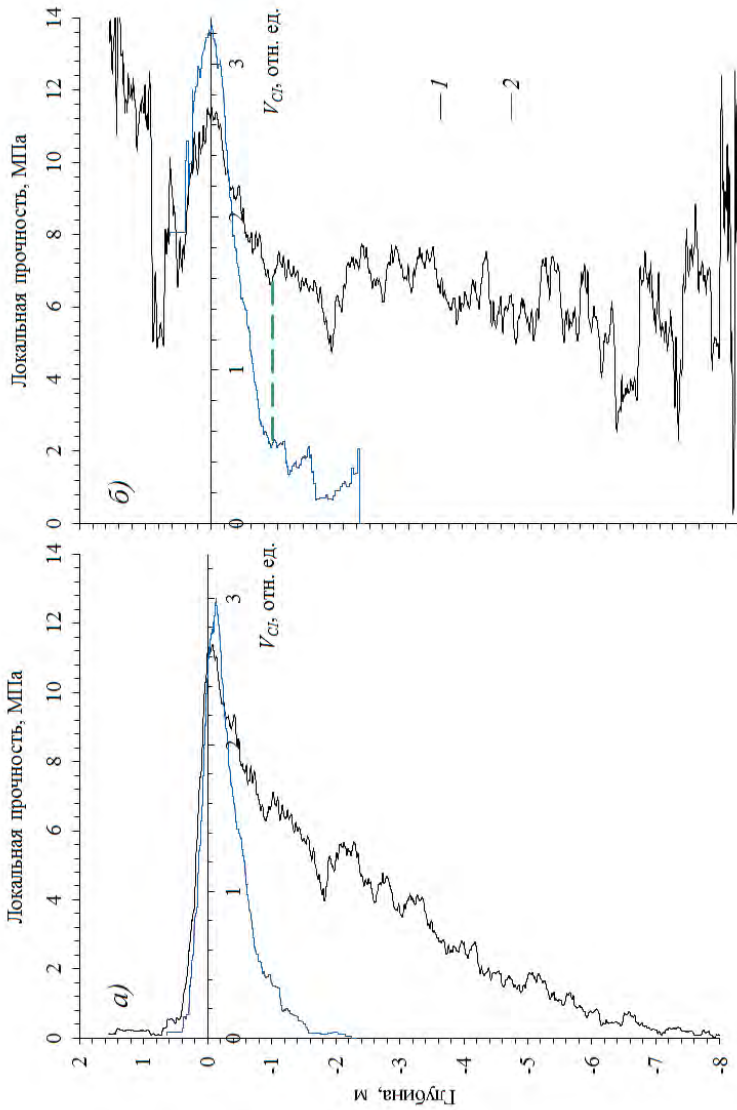


Рис. 4. Распределение объемного содержания твердой фазы льда V_{CI} и локальной прочности: усреднение индивидуальных V_{CI} и σ (для каждой скважины) происходит по первому типу (а) и по второму типу (б).

1 — объемное содержание твердой фазы льда; 2 — локальная прочность. Пунктирной линией показано соответствие глубины локального минимума содержания льда и излома на кривой средней прочности льда. Это обстоятельство косвенно подтверждает расположение на этом горизонте минимальной нижней границы КС, т.е. ниже этого горизонта располагаются несмороженные блоки льда кила

Fig. 4. Distribution of the volume content of the solid phase of V_{CI} ice and local strength: averaging of individual V_{CI} and σ (for each well) occurs according to the first type (a) and the second type (b).

1 — the volume content of the solid phase of ice; 2 — local strength. The dashed line shows the correspondence between the depth of the local minimum of the ice content and the kink on the curve of the average ice strength. This circumstance indirectly confirms the location on this horizon of the minimum lower boundary of the CS, i.e. below this horizon unfrozen keel ice blocks are located

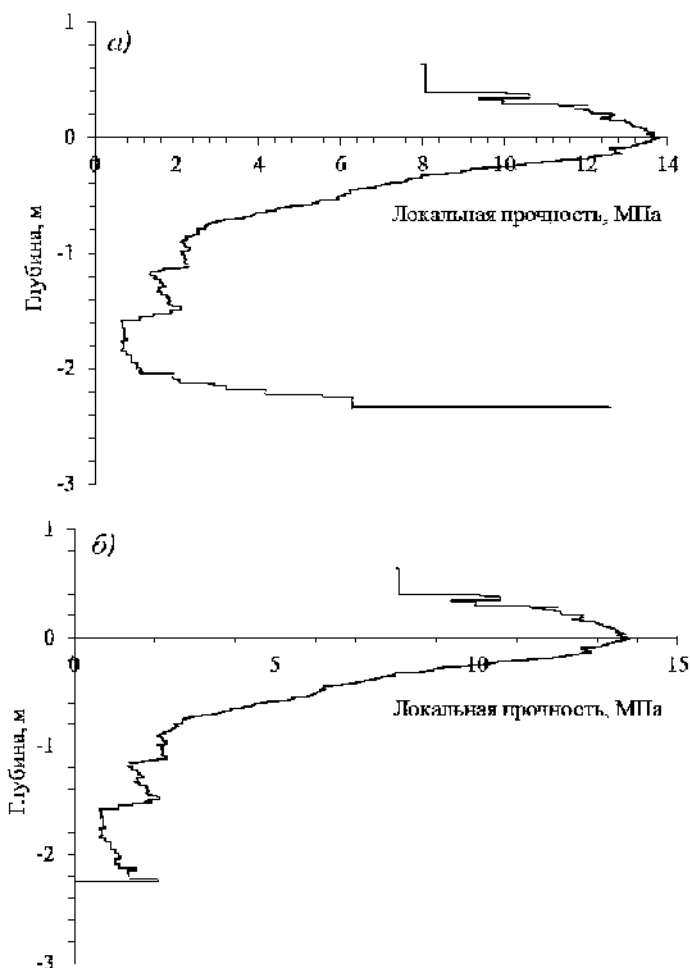


Рис. 5. Усредненное по второму типу распределение локальной прочности льда.

a) — средняя локальная прочность льда; *б)* — та же без экстремального значения на горизонте 2,4 м в одной из скважин

Fig. 5. Averaged over the second type of distribution of local ice strength.

a) is the average local ice strength; *b)* is the same without an extreme value at the horizon of 2,4 m in one of the wells

выделяющийся из общей выборки, тогда получится картина, представленная на рис. 5б. Очевидно, что выше 0,28–0,29 м («полка» прочности 8–11 МПа) локальная прочность резко уменьшается, что указывает на то, что выше измеряется не прочность КС, а прочность паруса.

Совместные графики V_{cl} и зонд-индентора представлены выше (см. рис. 4).

На рис. 6 приведена гистограмма 346 значений локальной прочности. Два основных максимума указывают на то, что на гистограмме отражена прочность двух различных сред — КС и неконсолидированной части торосов, в основном это неконсолидированный киль. Минимум между этими пиками соответствует значе-

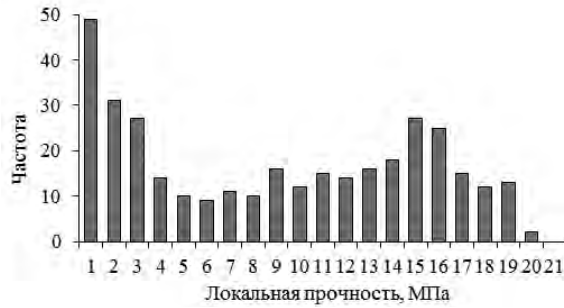


Рис. 6. Гистограмма распределения значений локальной прочности ($n = 346$)

Fig. 6. Histogram of distribution of local strength values ($n = 346$)

нию локальной прочности, равному 6 МПа. М. Джонстон и А. Баркер [7] приводят данные о локальной прочности, полученные с помощью зонд-индентора, а также цитируют другие источники. По их информации, прочность КС находится в пределах 10...20 МПа, понижаясь до нуля на нижней границе КС. Ввиду отсутствия критериев минимальной прочности КС, примем значение 6 МПа в качестве порогового.

С учетом принятого критерия рассмотрим среднее распределение локальной прочности (см. рис. 4а). Значению локальной прочности 6 МПа соответствуют глубины 0,09 и –0,49 м. То есть в диапазоне глубин 0,09... –0,49 м среднее значение локальной прочности находится в диапазоне, соответствующем прочности КС. Таким образом, эти значения представляют собой оценки среднего положения границ КС. Толщина КС в этом случае составляет 0,58 м.

На горизонте –0,80 м и прочности 2,6 МПа наблюдается излом тренда кривой (см. рис. 5б), что можно расценивать как окончательный переход от КС к непосредственно килу. Ниже горизонта –0,80 м средняя прочность льда составляет 1,4 МПа и является оценкой прочности кила.

Совпадение фрагментов графиков (см. рис. 4а), относящихся к надводной части торосов, объясняется тем, что эксперименты по локальной прочности льда начались с поверхности льда (с соответствующим заглублением), поэтому если нет льда, соответственно, нет и прочности. Подводная часть графика средней прочности на рис. 4а ниже горизонта –1,30 м фактически теряет смысл, т. к. зондирование не проводилось до конца скважины, а прекращалось в среднем на этом горизонте. Кривая прочности к этой глубине практически уходит в ноль, хотя реально прочность кила ненулевая.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определенной скорости термобурения соответствует диапазон локальной прочности льда, от которого можно перейти к прочности стандартных образцов при одноосном сжатии. При высоких скоростях бурения можно делать вывод, что прочность проходимого термобуром льда невысока. При средних и небольших скоростях бурения диапазон разброса значений прочности льда расширяется, и, хотя его центр смещается в сторону больших значений, однозначного вывода о прочности льда сделать нельзя. Тем не менее в результате выполненной работы получены уравнения прямых, на основе которых могут быть получены оценки прочности льда по скорости его теплового бурения.

По данным термобурения среднее положение верхней границы КС располагается на горизонте 0,19 м, нижней границы КС — на горизонте 0,45 м. Толщина КС составила 0,64 м. По оценке данных зондирования среднее положение верхней границы КС располагается на горизонте 0,09 м, нижней границы КС — на горизонте 0,49 м. Толщина КС составила 0,58 м. Средняя прочность кия оценена в 1,4 МПа. Таким образом, при достаточно большом количестве измерений локальной прочности по ним, так же как и по данным термобурения, можно оценить среднее положение границ КС.

Для более детального и точного анализа данных теплового бурения и зондирования необходимо проводить испытания в одной точке. Чтобы повысить сопоставимость результатов, желательно в точках совместных испытаний кроме водяного бурения проводить бурения электротермобуром. Это позволит детализировать строение тороса, т.к. электротермобурение дает более точное определение скоростей прохождения слоев тороса по сравнению с водяным бурением. Желательно модернизировать зонд-индентор таким образом, чтобы проводить испытания в скважинах, подготовленных с помощью электромеханического керноотборника фирмы «Kovacs Enterprise», что позволит получать точные представления о текстуре, температуре и солености льда непосредственно в месте проведения определения прочности льда. Для жесткой привязки морфометрических данных к данным зондирования необходимо разработать оперативный метод оценки толщины КС в полевых условиях, чтобы была возможность осуществлять реперное определение прочности КС в наиболее характерных местах, и тем повысить точность интерпретации совместных измерений.

Благодарности. Экспериментальная часть работы выполнена в рамках программы работ сезонной экспедиции «Север-2016» Высокоширотной арктической экспедиции (ВАЭ) ААНИИ.

Acknowledgements. The experimental part of the work was carried out within the framework of the work program of the seasonal expedition “Sever-2016” organised by the High-Latitudinal Arctic Expeditions Department, the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) of Roshydromet.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Миронов Е.У., Морев В.А., Порубаев В.С., Тюржков А.Б. и др. Метод водяного термобурения для исследования внутренней структуры ледяных образований // Труды RAO/CIS Offshore. Санкт-Петербург, Россия. 16–18 сентября 2003. С. 247–252.
2. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 49–61.
3. Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Бородин В.А., Нюбом А.А. и др. Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения в морских льдах. СПб.: ААНИИ. 2017. 174 с.

REFERENCES

1. Mironov E.U., Morev V.A., Porubaev V.S., Tiuriakov A.B. et al. Method of water thermal drilling for the study of the internal structure of ice formations // Proc. of RAO/CIS Offshore. St. Petersburg, Russia, 16–18 Sept. 2003: 247–252 [In Russian].
2. Mironov E.U., Porubaev V.S. Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 3 (89): 49–61. [In Russian].
3. Smirnov V.N., Kovalev S.M., Borodkin V.A., Niubom A.A. et al. Instrumental'nyi monitoring i kratkosrochnyi prognoz iavlenii szhatiia i torosheniia v morskikh l'dakh. Instrumental monitoring and short-term forecasting of compression and torsion phenomena in sea ice. St. Petersburg: AARI, 2017: 174 p. [In Russian].

4. Тышко К.П., Ковалев С.М. Роль водно-шуговых слоев в нарастании однолетнего ледяного покрова и консолидации торосов // Метеорология и гидрология. 2006. № 8. С. 72–82.
5. Чистяков В.К., Саламатин А.Н., Фомин С.А., Чузунов В.А. Тепломассоперенос при контактном плавлении. Казань: Изд-во Казанского университета, 1984. 176 с.
6. Johnston M., Barker A. Microstructure of first year sea ice ridges. Technical Report HYD-TR-043. May 2000. URL: <http://dx.doi.org/10.4224/12340979> (дата обращения 01.07.2018).
7. Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N. et al. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice // Proc. of the 17th Int. Symp. on Ice. St. Petersburg: IAHR, 2004. P. 147–153.
4. Tyshko K.P., Kovalev S.M. Role of water-shuga layers in the build-up of annual ice cover and consolidation of hummocks. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2006, 8: 72–82. [In Russian].
5. Chistiakov V.K., Salamatin A.N., Fomin S.A., Chugunov V.A. *Teplomassoperenos pri kontaktnom plavlenii*. Heat and mass transfer during contact melting. Kazan': Publishing house of Kazan' State University, 1984: 176 p. [In Russian].
6. Johnston M., Barker A. Microstructure of first year sea ice ridges. Technical Report HYD-TR-043. May 2000. URL: <http://dx.doi.org/10.4224/12340979> (accessed 01.07.2018).
7. Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N. et al. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice. Proc. of the 17th Int. Symp. on Ice. St. Petersburg: IAHR, 2004: 147–153.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

УДК 550.3

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-170-181

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМИЧНОСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ПУНКТА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ «СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ»

Г.Н. АНТОНОВСКАЯ^{1*}, С.М. КОВАЛЕВ², Я.В. КОНЕЧНАЯ^{1,3},
В.Н. СМИРНОВ², А.В. ДАНИЛОВ¹

¹ — ФГБУН Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова РАН, Архангельск, Россия

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

³ — ФГБУН Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба» РАН, Архангельск, Россия

*essm.ras@gmail.com

NEW INFORMATION ABOUT THE SEISMICITY OF THE RUSSIAN ARCTIC BASED ON THE WORK OF THE SEISMIC STATION “SEVERNAYA ZEMLYA”

G.N. ANTONOVSKAYA^{1*}, S.M. KOVALEV², YA.V. KONECHNAYA^{1,3},
V.N. SMIRNOV², A.V. DANILOV¹

¹ — N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Arkhangelsk, Russia

² — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

³ — Federal Researcher Center Russian Academy of Science “Geophysical Survey”, Arkhangelsk, Russia

*essm.ras@gmail.com

Received June, 07, 2018

Accepted July, 05, 2018

Keywords: earthquakes, representative magnitude, seismic station, Severnaya Zemlya.

Summary

In November 2016 a seismic station “Severnaya Zemlya” with code SVZ was installed on the Severnaya Zemlya archipelago (Bolshevik island, research facility “Ice base “Baranov’s cape”) by joint efforts N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research (Arkhangelsk) and Arctic and Antarctic Research Institute (St. Petersburg). This station was included in the Arkhangelsk seismic network and a broadband set of CMG-6TD devices (Great Britain) was installed there.

Citation: Antonovskaya G.N., Kovalev S.M., Konechnaya Ya.V., Smirnov V.N., Danilov A.V. New information about the seismicity of the Russian Arctic based on the work of the seismic station “Severnaya Zemlya”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 170–181. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-170-181.

The microseismic background is characterized by a low level of industrial noise which allows to obtain the high-quality seismic information. Over 400 regional earthquakes and 25 local seismic events were recorded by seismic station SVZ within period from November 2016 to December 2017. Processing of regional earthquakes was carried out by us according to the data of at least three stations. We used wave forms from the Arctic stations of the Arkhangelsk seismic network and/or other seismological networks, whose stations are installed in the Arctic. In general, the majority of seismic events occur at epicentral distances of 3.5° – 4° (i.e., they are regional) and associated with Gakkel Ridge. The strongest earthquakes are recorded from the areas of the Knipovich Ridge and Spitsbergen. Regional earthquakes magnitude range recorded by the SVZ is from 3.1 to 5.4. $M_L = 2.5$ — it is the value of the magnitude from which the station registers earthquakes in full range. Local earthquakes magnitude range is from 1.2 to 4.9. Weak earthquakes with $M_L < 2.5$ predominate.

The difficulty is that out of the total number of regional and local events registered by SVZ only part of them could be processed according to the standard seismic rule (at least 3 stations). These events were included in the Seismic Catalogue. The predominant numbers of earthquakes are recorded only by SVZ station and they can not be included in the Seismic Catalogue due to the low quality data processing seeing that only one station was used. However, even in the first approximation these epicenters are confined to Eastern part of Gakkel Ridge, the boundary of the Kara plate and fall into the zone of the North Taimyr deformation associated with tectonic fault. Seismicity around Severnaya Zemlya to all appearance associated with an indirect reflection of rifting processes emerging in the central seismically active zone of the Laptev Sea. The calculation of earthquakes focal mechanisms recorded by SVZ is currently not possible due to the practical absence of seismic stations in the region. The task of expanding seismic observation networks in the Russian Arctic is urgent.

Поступила 7 июня 2018 г.

Принята к печати 5 июля 2018 г.

Ключевые слова: землетрясения, представительная магнитуда, Северная Земля, сейсмическая станция.

В статье представлены первые результаты работы пункта сейсмических наблюдений «Северная Земля» (SVZ), установленного на архипелаге Северная Земля в ноябре 2016 г. На основе сейсмического каталога, включающего 400 региональных землетрясений и 25 локальных сейсмических событий, составленного по результатам обработки минимум по трем сейсмическим станциям, проведен анализ регистрационных возможностей станции SVZ и сейсмичности региона в целом. По полученным данным выделены наиболее геодинамически активные структуры.

ВВЕДЕНИЕ

Расширение представлений о глубинной структуре Арктики является важным звеном в понимании геологических закономерностей и восстановлении этапов эволюции литосферы и коры [1]. Наряду с большими объемами геолого-геофизических исследований, проведенных на шельфе Баренцева и Карского морей, сейсмологическая изученность этого стратегически важного для страны региона существенно отстает. Как правило, основной базой данных для большинства исследователей является каталог Международного сейсмологического центра (ISC), который имеет неполные сведения о сейсмичности Северного Ледовитого океана, что связано с редким числом сейсмических станций, установленных в этом регионе. В связи с этим открытие каждой новой сейсмической станции в Российской Арктике является предметом особого внимания.

ПУНКТ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ «СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ»

В конце 2016 г. совместными усилиями ФИЦКИА РАН и ААНИИ на арх. Северная Земля (о. Большевик, научно-исследовательский стационар «Ледовая база «Мыс Баранова»») была открыта сейсмическая станция «Северная Земля» с кодом

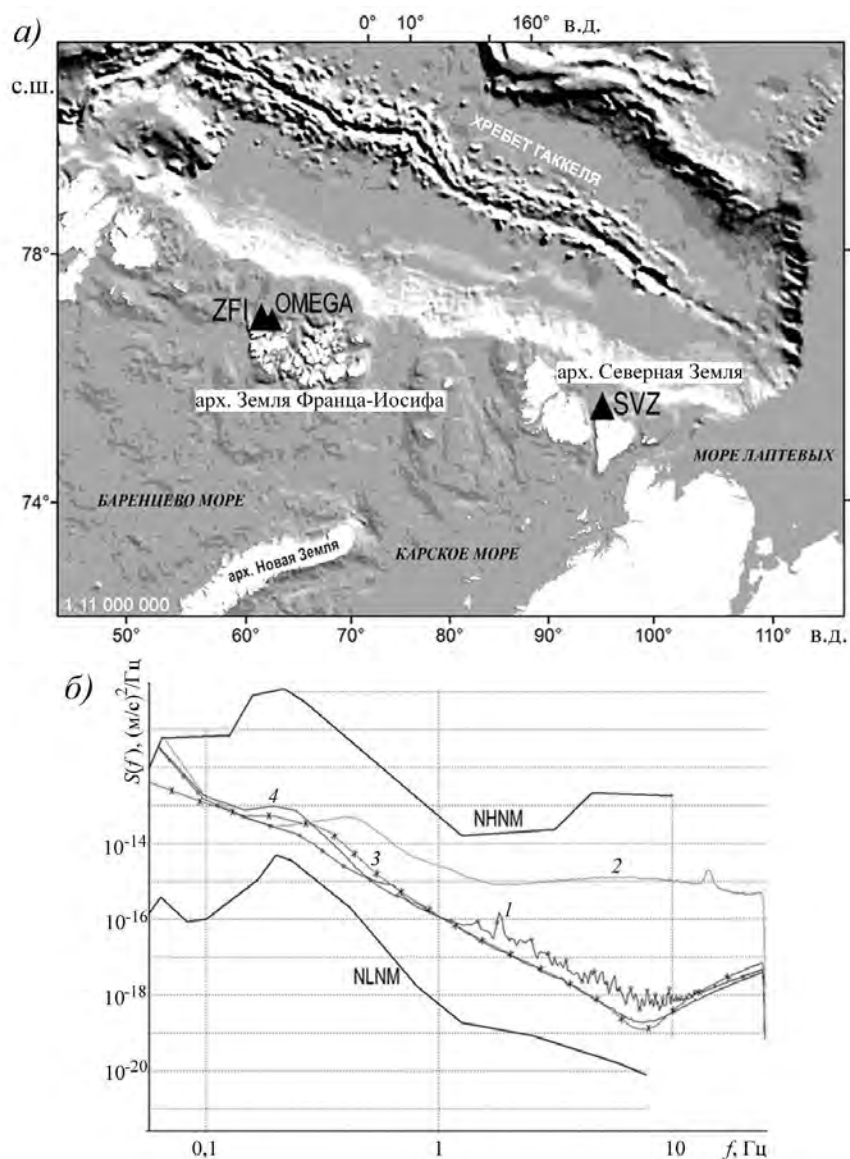


Рис. 1. Расположение арктических островных станций Архангельской сейсмической сети (а) и сравнение суточных спектров мощности микросейсм станции SVZ (б) за разные месяцы 2017 г. с обобщением по [2].

NLNM и NHNM — модели низкого и высокого микросейсмического шума соответственно; 1 — май, 2 — август, 3 — октябрь; 4 — декабрь

Fig. 1. Location of the some Arctic seismic stations of the Arkhangelsk seismic network (a) and comparison of the daytime microseisms power spectra by SVZ (б) for different months 2017 with a generalization of [2].

NLNM and NHNM are models of low and high microseismic noise respectively; 1 — May, 2 — August, 3 — October, 4 — December

SVZ (рис. 1а). Данная станция вошла в состав Архангельской сейсмической сети. В настоящее время станция имеет временный статус, координаты ее расположения: $\varphi = 79,276^\circ$ с.ш., $\lambda = 101,657^\circ$ в.д., $h = 21$ м.

Северная Земля — крупный островной архипелаг к северу от п-ва Таймыр на границе Карского моря и моря Лаптевых, от которого он отделен проливом Вилькицкого. Около 47 % площади архипелага покрыто ледниками, места, где ледники выходят к морю, часто служат источником образования айсбергов. На глубине 10–15 см находится вечная мерзлота. Осадочный чехол Северо-Карского бассейна обнажается на островах арх. Северная Земля. Фундамент в основном сложен в разной степени деформированными и метаморфизованными сланцами и песчаниками неопротерозоя–кембрия [3].

Опыт организации пунктов сейсмических наблюдений на арх. Земля Франца-Иосифа позволил учесть особенности подготовки сейсмического бункера в арктических условиях [4]. Установлен широкополосный комплект оборудования CMG-6TD (Великобритания). Передача сейсмических данных с компьютера станции SVZ осуществляется путем их синхронизации на сервере ААНИИ через внутреннюю виртуальную сеть. Затем данные с сервера ААНИИ синхронизируются через Интернет на сервере лаборатории сейсмологии ФИЦКИА РАН, после чего они конвертируются и помещаются в архив.

Анализ сейсмических записей станции SVZ, поступающих в лабораторию сейсмологии ФИЦКИА РАН, показывает, что микросейсмический фон в целом характеризуется низким уровнем техногенных помех (рис. 1б), что позволяет получать достаточно качественные сейсмические записи регистрируемых землетрясений. Повышение уровня микросейсмического фона происходит с июля–августа по сентябрь, что связано с общим увеличением хозяйственной деятельности на НИС «Ледовая база «Мыс Баранова»» в летний арктический период, открытым морем и таянием снежного покрова, снижающим влияние экзогенных факторов. Для сравнения на рис. 1б приведено среднее значение уровня микросейсмического фона за август 2017 г., отражающее общее увеличение уровня микросейсмического шума.

РЕГИСТРАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ SVZ

Проанализируем данные станции SVZ с точки зрения регистрации сейсмических событий как важного звена в изучении геодинамики центральной части Северного Ледовитого океана. За анализируемый интервал были зарегистрированы как телесейсмические землетрясения из разных районов земного шара, так и проявления региональной сейсмичности в Арктике. Обработка региональных землетрясений проводилась с привлечением волновых форм других арктических станций в программном комплексе WSG [5], эпицентр определялся методом засечек. Рассматривались годографы NOES [6], разработанный в лаборатории сейсмологии ФИЦКИА РАН, и BARENTS [7], разработанный в Кольском филиале ФИЦ ЕГС РАН В.Э. Асмингом и Е.О. Кременецкой. В итоге для данного района за основу был взят годограф BARENTS.

Региональные землетрясения. За период с ноября 2016 г. по декабрь 2017 г. (включительно) зарегистрировано свыше 400 региональных землетрясений и 25 локальных событий. Большинство сейсмических событий происходит на эпицентральных расстояниях $3,5^\circ$ – 4° (т.е. являются региональными), $ML_{пред} = 2,5$ — это значение магнитуды, начиная с которой станция регистрирует землетрясения в полном объеме,

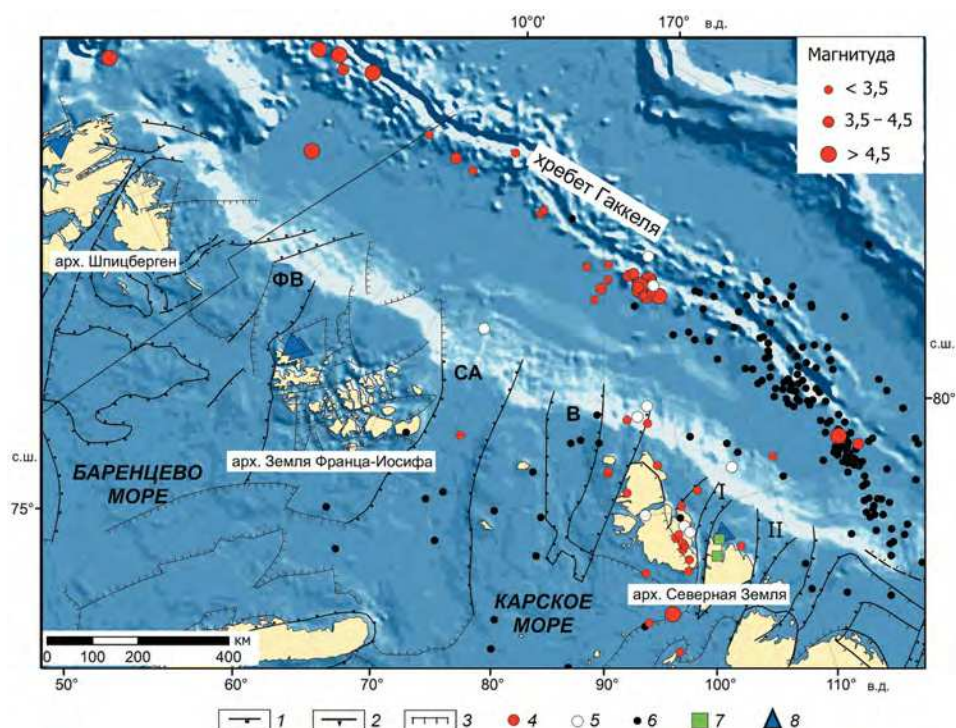


Рис. 2. Пространственное распределение землетрясений, зарегистрированных станцией SVZ за 2016–2017 гг. на карте неотектонических структур и активных разломов по [8, 9] с использованием стандартной обработки (минимум три сейсмические станции) и результаты локации по данным только станции SVZ.

Новейшие разломы: 1 — сбросы, 2 — взбросы, 3 — неустановленного типа; 4 — землетрясения; 5 — землетрясения за 1900–2014 гг. по данным ISC; 6 — землетрясения, зарегистрированные только SVZ и не включенные в каталог; 7 — ледовые события; 8 — сейсмические станции; ФВ — желоб Франц-Виктории, СА — желоб Святой Анны, В — желоб Воронина, I — желоб Шокальского, II — желоб Вилькицкого

Fig. 2. Spatial distribution of earthquakes recorded by the SVZ station for 2016–2017 on the map of neotectonic structures and active faults by [8, 9] using both standard processing (at least three seismic stations) and data from one SVZ station.

Neotectonic faults: 1 — normal faults, 2 — thrusts, 3 — undetermined type; 4 — earthquakes; 5 — earthquakes for 1900–2014 by the ISC catalogue; 6 — earthquakes recorded by a single SVZ station and are not included in the catalog; 7 — icequakes; 8 — seismic stations; ФВ — the Franz-Victoria trough, СА — the St. Anna trough, В — the Voronin trough, I — the Shokalsky trough, II — the Vilkitsky trough

без «пропусков». На значениях $ML_{пред}$ сказываются более близкие эпицентральные расстояния между станцией SVZ и эпицентрами происходящих землетрясений. Для сравнения: пункт сейсмических наблюдений «Земля Франца-Иосифа» регистрирует события начиная с расстояний $6,5^{\circ}$ – 7° и имеет $ML_{пред} = 2,7$.

На рис. 2 приведено пространственное распределение региональных землетрясений, зарегистрированных станцией SVZ и лоцированных с помощью других сейсмических станций арктического региона, а также результаты обработки землетрясений, зарегистрированных только одной станцией SVZ. Магнитудный диапазон обработанных событий составляет от 3,1 до 5,4. За ноябрь 2016 г. – декабрь 2017 г.

удалось определить параметры 36 региональных землетрясений. В основном они приурочены к хребту Гаккеля, наиболее сильные землетрясения регистрируются из районов хребта Книповича и арх. Шпицберген.

Сравнение полученных параметров эпицентров для сильных землетрясений ($ML > 4,0$) с результатами международных агентств IDC, NORISAR и ФИЦ ЕГС РАН показало, что разница во времени в очаге составляет от 3 до 5 с, в определении эпицентра от 0,2 до 0,5°, что является вполне удовлетворительным решением для региональных расстояний. Данный факт объясняется применяемой нами методикой обработки [10]: использованием волновых форм сейсмических станций, расположенных только в Европейском секторе Арктики. Точность определения эпицентров землетрясений связана с типом используемого годографа, который отсутствует для центральной части СЛО для региональных расстояний, в итоге приходится использовать годографы NOES [6] или BARENTS [7]. Результатом данного подхода, например, для локации землетрясений хребта Гаккеля является смещение их эпицентров на южный борт хребта.

На данный момент существует проблема обработки подавляющего большинства региональных землетрясений, зарегистрированных только станцией SVZ (около 400 событий с $ML < 3,0$). Информация об этих событиях не отражена в каталогах различных сейсмологических служб, что показывает принципиальную значимость получаемых сейсмической станцией SVZ данных. Обработка таких событий по одной станции SVZ позволяет только ориентировочно определить наиболее вероятные районы их локации. Тем не менее была сделана данная попытка. Обработка записей проводилась в программе КоФ ФИЦ ЕГС РАН Event Locator (EL) разработки [11]. Результаты см. на рис. 2.

Всего обработано около 200 землетрясений с наиболее четкими вступлениями фаз. Пространственное распределение показывает, что 15–17 % от общего их числа выпадают из общей картины сейсмичности региона (черные кружки на рис. 2) вследствие неточности обработки по данным одной станции. Однако большинство эпицентров соотносится с восточной зоной хребта Гаккеля (см. рис. 2), сейсмический мониторинг которой проводится весьма дискретно в силу удаленности существующих сейсмических станций [12]. Нами выявлена часть событий, приуроченных к шельфовым желобам и континентальной окраине.

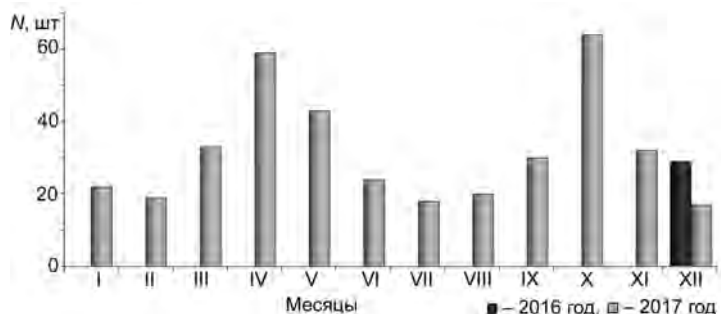


Рис. 3. Статистическое распределение региональных землетрясений, зарегистрированных станцией SVZ (обработка по данным трех и более станций)

Fig. 3. The statistical distribution of regional earthquakes registered by the station SVZ (processing according to three or more stations)

Распределение региональных землетрясений по времени показано на рис. 3. Очевидно, что в апреле, мае и октябре 2017 г. наблюдалось повышение сейсмической активности, которая, предположительно, соотносится с активностью хребта Гаккеля. В среднем станция SVZ регистрирует порядка 30 землетрясений в месяц. Сезонности в регистрации, как на станции ZFI [13], на данном этапе исследований не наблюдается. Хотя для полноты выводов необходимо накопление данных минимум еще в течение двух лет.

Сама по себе станция SVZ расширяет зону мониторинга арктического региона, но из-за малого числа станций в регионе низкая точность определения эпицентров не позволяет в полной мере учитывать эти данные при изучении геодинамики и тектоники Арктики.

Локальные события. Согласно каталогу ISC (рис. 2), в районе арх. Северная Земля с 1900 по 2014 г. зарегистрировано 8 землетрясений с магнитудами выше 4,0 и еще одно землетрясение локализовано в 2016 г. в том же районе станциями Архангельской сейсмической сети с привлечением зарубежных данных ($M_L = 3,8$). Сотрудниками лаборатории сейсмологии А.Н. Морозовым и Н.В. Вагановой проведено переопределение эпицентров локальных землетрясений района арх. Северная Земля, зарегистрированных до 1989 г., по методике, описанной в [14]. В результате непосредственно в районе архипелага до установки станции SVZ локализуется 6 сейсмических событий (белые кружки на рис. 2).

За анализируемый период наблюдений станцией SVZ зафиксировано 25 локальных землетрясений с разных эпицентральных расстояний с широким диапазоном магнитуды $M_L = 1,2-4,9$ (см. рис. 2). Преобладают низкомagnitude землетрясения ($M_L < 2,5$). Записи событий хорошего качества, вступления четкие, в основном выделяются по исходному сигналу или по высокочастотным фильтрам 6–10 и 8–12 Гц. Сложность заключается в том, что из 25 зарегистрированных событий за рассматриваемый период только

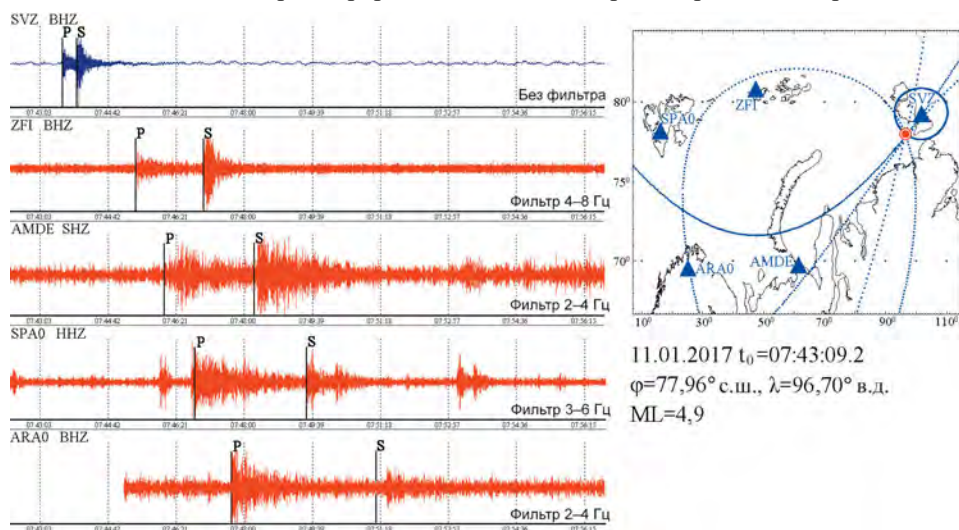


Рис. 4. Сейсмические записи и фрагмент обработки землетрясения вблизи арх. Северная Земля 11.01.2017 г.

Fig. 4. Seismic waveforms and a fragment of the earthquake processing that occurred near the Severnaya Zemlya archipelago 11.01.2017

два было обработано согласно стандартным правилам обработки (минимум 3 станции) и еще одно — по двум станциям SVZ и OMEGA Архангельской сейсмической сети. Остальные землетрясения были обработаны в программе EL, используемой нами для обработки данных, зарегистрированных одной станцией.

На рис. 4 приведен пример обработки наиболее сильного локального землетрясения, произошедшего 11.01.2017 г., $t_0 = 07:43:09.2$, $M_L = 4.9$. К обработке приняты исходные записи с четким вступлением объемных волн. Кроме арктических станций Архангельской сети, были привлечены волновые формы со станций арктических групп NORSAR (ARA0, SPA0).

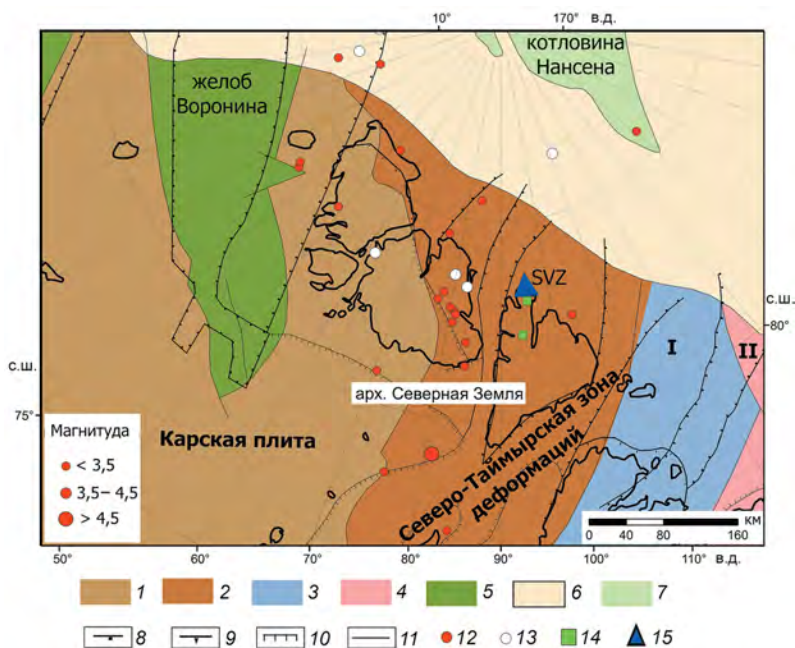


Рис. 5. Пространственное распределение сейсмических событий в районе архипелага Северная Земля на фрагменте карты основных неотектонических и геоморфологических элементов Арктики по [15].

Литосферные плиты: 1 — с позднедокембрийским фундаментом, 2 — с позднедокембрийским фундаментом, подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям; 3 — аккреционно-коллизийные комплексы; 4 — чехол (деформированный в мезозое); 5 — трог и склоны с корой переходного типа; 6 — современный континентальный склон; 7 — океаническая кора. Новейшие разломы по [8, 9]: 8 — сбросы, 9 — взбросы, 10 — неустановленного типа; 11 — границы структур; 12 — локальные землетрясения; 13 — землетрясения за 1900–2014 гг. по данным ISC; 14 — ледовые события; 15 — пункт сейсмических наблюдений «Северная Земля»; I — Таймырский аккреционный пояс; II — Южно-Таймырский складчатый пояс

Fig. 5. Spatial distribution of seismic events in the Severnaya Zemlya archipelago region on the map of main neotectonic and geomorphological elements of the Arctic by [15].

Lithospheric plates: 1 — with Late Precambrian basement, 2 — subjected to Hercynian tectonic deformations; 3 — Neoproterozoic Taimyr accretionary belt; 4 — cover of the Siberian craton subjected to tectonic deformations in the Mesozoic; 5 — troughs with suboceanic type crust; 6 — continental slope; 7 — oceanic crust. Neotectonic faults: 8 — normal faults, 9 — thrusts, 10 — undetermined type; 11 — structures boundaries; 12 — local earthquakes; 13 — earthquakes for 1900–2014 by the ISC catalogue; 14 — icequakes; 15 — seismic station SVZ; I — Taimyr accretion belt, II — South Taimyr fold belt

Информация об эпицентре этого землетрясения содержится в международном центре IDC. Обработка в IDC проведена по данным 14 сейсмических станций, $t_0 = 07:43:04.4$, $M_L = 4,1$, $m_b = 3,6$. Разница во времени в очаге между обработкой в лаборатории сейсмологии (см. рис. 4) и IDC составила 4,4 с и $0,14^\circ$, что в данном случае можно считать хорошей сходимостью результатов.

Несмотря на определенные трудности при обработке событий, их эпицентры приурочены к границе Карской плиты, попадают в зону Северо-Таймырской деформации — разлом сбросового характера (рис. 5) по [15]. Согласно работам [15, 16, 17], проявление сейсмичности предположительно связано с процессами рифтогенеза, развивающегося в центральной сейсмоактивной зоне моря Лаптевых.

События ледникового происхождения. На записях станций SVZ отмечаются импульсные микроколебания (ИМК), предположительно связанные с ледниковой активностью припая или ледниковых куполов. Подобные ИМК наблюдаются и на других станциях Архангельской сети, расположенных как на арктических островах, так и на юге Архангельской области, — «Климовская», «Тамица», «Соловки», «Амдерма», «Земля Франца-Иосифа». Все они обладают схожими характеристиками волновой формы:

- длительность записи одного импульса составляет от 1,5 до 5 с;
- на записи присутствует плавно затухающая «хвостовая» часть, которая более длиннопериодная по сравнению с первым вступлением;
- специфичным для них является и то, что на записи невозможно выделить вступления продольных и поперечных волн;
- максимум частоты приходится на диапазон 2–8 Гц.

Подобного рода импульсы на всех станциях связываются нами с ледниковыми процессами [18, 19, 20].

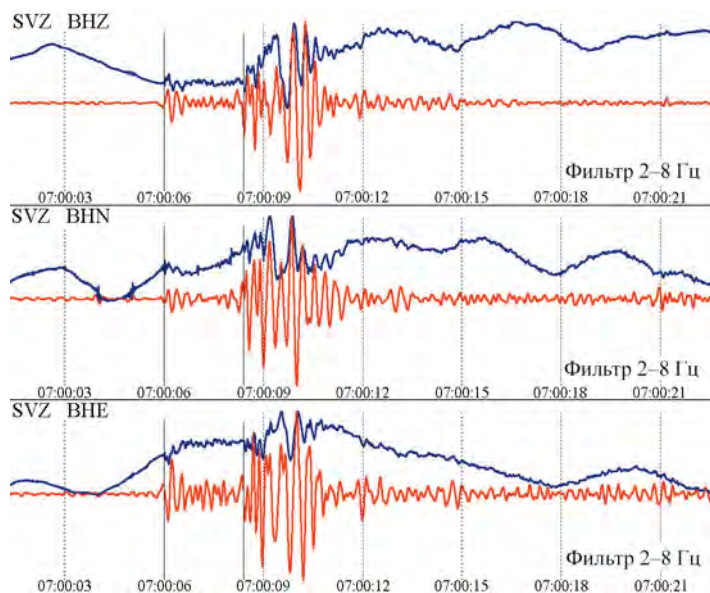


Рис. 6. Сейсмическая запись локального события 11.12.2017 г.

Fig. 6. Seismic waveforms of the local event 11.12.2017

Исключения составили два сейсмических события, произошедшие 11.12.2017 г. на расстояниях 20 км и 35 км от станции SVZ (рис. 6). На записях выделяются фазы продольной (*P*) и поперечной (*S*) волн, что дает возможность оценить местоположение эпицентров. На карте рис. 2 они отмечены зелеными квадратами.

ВЫВОДЫ

Развитие сетей инструментальных сейсмологических наблюдений в Российской Арктике открывает дополнительные возможности расширения представлений о геодинамике данного региона. Первые результаты работы сейсмической станции SVZ, несмотря на короткий период анализируемого материала, позволяют дополнить общую картину Баренцево-Карской континентальной окраины и Евразийского суббассейна в целом новыми сведениями о новейшей тектонической активности рассматриваемого региона. Большинство сейсмических событий, которые регистрирует станция SVZ, являются региональными и приурочены в большинстве случаев к восточной части хребта Гаккеля. Магнитудный диапазон региональных землетрясений с привлечением других станций составляет от 3,1 до 5,4. Локальные землетрясения приурочены к границе Карской плиты и зоне Северо-Таймырской деформации, окраине Баренцево-Карского шельфа; зафиксированы события в районе транспортного коридора Северного морского пути. Значение локальной магнитуды землетрясений находится в диапазоне от 1,2 до 4,9. Расчет фокальных механизмов произошедших региональных и локальных землетрясений в силу практического отсутствия сейсмических станций в рассматриваемом регионе в настоящее время не представляется возможным. Актуальной становится задача расширения сетей сейсмических наблюдений в Российской Арктике.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70018 «Геодинамическая обстановка нефтегазоносных провинций Баренцева и Карского морей по новейшим сейсмотектоническим данным».

Acknowledgements. This work is supported by the Russian Foundation for Basic Research, Grant 18-05-70018 “Geodynamic situation of oil and gas-bearing basins of Barents-Kara region according to the recent seismotectonic data”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
2. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // Open-File Report 93–322. 1993. 95 p.
3. Мальшиев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Мартиросян В.Н., Клешина Л.Н., Рейдик Ю.В. Новая модель геологического строения и история формирования Северо-Карского осадочного бассейна // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 50–54.

REFERENCES

1. Yakovlev A.V., Bushenkova N.A., Kulakov I.Yu., Dobrecov N.L. Structure of the upper mantle of the Arctic region based on the region's seismotomography. *Geologia i geophisica*. Geology and Geophysics. 2012, 53, 10: 1261–1272. [In Russian].
2. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise. Open-File Report 93–322. 1993: 91 p.
3. Malyshev N.A., Nikishin V.A., Nikishin A.M., Obmetko V.V., Martirosyan V.N., Kleschina L.N., Reidik Yu.V. A new model of the geological structure and the history of the formation of the North Kara sedimentary basin. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2012, 445, 1: 50–54. [In Russian].

4. Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 3. С. 5–24.
5. Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Первой Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Петергоф, 2–6 октября 2006 г. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77–83.
6. Morozov A.N., Vaganova N.V., Ivanova E.V., Konechnaya Y.V., Fedorenko I.V., Mikhaylova Y.A. New data about small-magnitude earthquakes of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. 2016. V. 93C. P. 31–41.
7. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // Pure and Applied Geophysics. 2001. V. 158. № 1–2. P. 117–128.
8. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России». М., 2004, 279 с.
9. Arctic Petroleum Geology / Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A.V. & Sørensen, K. (eds). Geological Society Memoir No. 35. London. Published by the Geological Society, 2011. URL: <https://doi.org/10.1144/M35> (дата обращения 01.07.2018).
10. Конечная Я.В. Изучение особенностей природной сейсмичности западного сектора Арктики по данным станций Баренц-региона: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Архангельск: ООО «Гефест», 2015. 24 с.
11. Программный комплекс EL (ELRESS) [Электронный ресурс]. URL: <http://www.krsc.ru/EL> (дата обращения 04.07.2018).
12. Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Конечная Я.В. Распределение сейсмичности и аномалий теплового потока Баренцевоморского региона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 52–62.
13. Французова В.И., Иванова Е.В., Конечная Я.В. Сравнение заполярных станций Архангельской и Канадской сетей на предмет сезонных вариаций в регистрации сейсмических событий // Современные методы об-
4. Danilov A.V., Antonovskaya G.N., Konechnaya Ya.V. Specific Features of Seismic Station Installation in the Arctic Region of Russia. *Seismicheskie pribory*. Seismic Instruments. 2013, 49, 3: 5–24. [In Russian].
5. Krasilov S.A., Kolomic M.V., Akimov A.P. Organization of processing of digital seismic data using the WSG software package. *Sovremennye metody obrabotki i interpretatsii seismologicheskikh dannykh: Materialy Mezhdunaroi seismologicheskoi shkoly "Sovremennye metody obrabotki i interpretatsii seismologicheskikh dannykh", posvyashchennoi 100-letiyu otkrytiya seismicheskikh stantsii «Pulkovo» i «Ekaterinburg»*. Proc. of the International seismological school "Modern method of processing and interpretation of seismological data" dedicated to 100-anniversary foundation of seismic station "Pulkovo" and "Ekaterinburg", Petergof, 2–6 October 2006. Obninsk: GS RAS, 2006: 77–83. [In Russian].
6. Morozov A.N., Vaganova N.V., Ivanova E.V., Konechnaya Y.V., Fedorenko I.V., Mikhaylova Y.A. New data about small-magnitude earthquakes of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Journal of Geodynamics*. 2016, 93C: 31–41.
7. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic. *Pure and Applied Geophysics*. 2001. 158, 1–2: 117–128.
8. Atlas "Geologiya i poleznye iskopaemye shel'fov Rossii". Atlas "Geology and minerals of the Russian shelf". Moscow, 2004: 279 p. [In Russian].
9. Arctic Petroleum Geology. Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen K. (eds). Geological Society Memoir, 35. London, Published by the Geological Society, 2011. URL: <https://doi.org/10.1144/M35> (accessed 01.07.2018).
10. Konechnaya Ya.V. *Izuchenie osobennostey prirodnoy seismichnosti zapadnogo sektora Arktiki po dannym stantsiy Barentz-regiona*. Study of the features of natural seismicity of the Arctic western sector according to the data of the Barents region seismic stations. Extended Abstract of Candidate's Dissertation in Technical Sciences. Arkhangelsk, 2015. [In Russian].
11. *Programmnyi kompleks EL (ELRESS)*. EL program (ELRESS). Available at: <http://www.krsc.ru/EL> (accessed 04.06.2018).
12. Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Konechnaya Ya.V. Distribution of Seismicity and Heat Flow Anomalies in the Barents Sea Region. *Geotektonika*. Geotectonics. 2018, 52, 1: 52–62. doi: 10.1134/S001685211801003X.

- работки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Международной сейсмологической школы / Отв. редактор А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 334–338.
14. Morozov A.N., Asming V.E., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V., Mikhaylova Y.A., Evtyugina Z.A. Seismicity of the Novaya Zemlya archipelago: relocated event catalog from 1974 to 2014 // *Journal of Seismology*. 2017. V. 21 (6). P. 1439–1466.
15. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
16. Аветисов Г.П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // *Тектоника Арктики*. Вып. 1. Л., 1975. С. 31–36.
17. Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108, № B2. 2075, doi:10.1029/2002JB001809.
18. Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах / Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 243 с.
19. Французова В.И., Конечная Я.В., Иванова Е.В. Регистрация сейсмических событий заполярной станцией «Амдерма» в составе Архангельской сети // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Восьмой Международной Сейсмологической школы*. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 332–336.
20. Данилов А.В. Сейсмические проявления ледниковой активности на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа // *Восемнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов*. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 79–82.
13. Francuzova V.I., Ivanova E.V., Konechnaya Ya.V. Comparison of polar stations of the Arkhangelsk and Canadian networks for seasonal variations in the registration of seismic events. *Materialy Desyatoi Mezhdunarodnoi seismologicheskoi shkoly "Sovremennye metody obrabotki i interpretacii seismologicheskikh dannyh"*. Proc. of the X International seismological school "Modern method of processing and interpretation of seismological data". A.A. Malovichko (edits). Obninsk: GS RAS, 2015: 334–338. [In Russian].
14. Morozov A.N., Asming V.E., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V., Mikhaylova Y.A., Evtyugina Z.A. Seismicity of the Novaya Zemlya archipelago: relocated event catalog from 1974 to 2014. *Journal of Seismology*. 2017. 21 (6): 1439–1466.
15. Vernikovskii V.A., Dobrecov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.YU., Kulakov I.Yu. Problems of tectonics and tectonic evolution of the Arctic. *Geologia i geophisica*. Geology and Geophysics, 2013, 54, 8: 1083–1107. [In Russian].
16. Avetisov G.P. Seismicity of the Laptev Sea and its relationship to the seismicity of the Eurasian basin. *Tektonika Arktiki. Vyp. 1*. Tectonics of the Arctic, 1. Leningrad, 1975: 31–36. [In Russian].
17. Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary. *Journal of Geophysical Research*. 2003. 108, B2, 2075, doi:10.1029/2002JB001809.
18. *Seismologicheskie issledovaniya v arkticheskikh i priarkticheskikh regionah*. Seismological research in the Arctic and near-Arctic regions. F.N. Yudahin (edits). Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2011: 243 p. [In Russian].
19. Francuzova V.I., Konechnaya Ya.V., Ivanova E.V. Registration of seismic events by the polar station "Amderma" as part of the Arkhangelsk network. *Sovremennye metody obrabotki i interpretacii seismologicheskikh dannyh: Materialy Desyatoi Mezhdunarodnoi seismologicheskoi shkoly*. Proc. of the VIII International seismological school "Modern method of processing and interpretation of seismological data", Obninsk: GS RAS, 2013: 332–336. [In Russian].
20. Danilov A.V. Seismic manifestations of glacial activity on The Land of Alexandra island of the Franz Josef Land Archipelago. *Sbornik nauchnykh materialov vosemnadcatoi ural'skoi molodezhnoi nauchnoi shkoly po geofizike*. Proc. of the XVIII Ural Youth Scientific School on Geophysics. Perm: MI UB RAS, 2017: 79–82. [In Russian].

УДК 551.7:551.352.

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-182-199

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПСЕФИТОВОГО МАТЕРИАЛА ИЗ МЕЛОВЫХ-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЮСНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА

А.А. КРЫЛОВ^{1,2,3*}, Е.А. ГУСЕВ¹, Е.С. МИРОЛЮБОВА¹, А.А. ЧЕРНЫХ^{1,2}

¹ — ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия

² — Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ — ФГБУН Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

*akrylow@gmail.com

GEOLOGICAL AND PALEOOCEANOLOGICAL SIGNIFICANCE OF PSEPHITE FROM THE CRETACEOUS-CENOZOIC DEPOSITS FROM THE NEAR-POLE PART OF THE LOMONOSOV RIDGE

A.A. KRYLOV^{*1,2,3}, E.A. GUSEV¹, E.S. MIROLUBOVA¹, A.A. CHERNYKH^{1,2}

¹ — FSBI «All-Russian Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean» named after academician I.S. Gramberg (FSBI «VNIIOkeangeologia»), St. Petersburg, Russia

² — Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ — Limnological Institute Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

*akrylow@gmail.com

Received June, 01, 2018

Accepted June, 29, 2018

Keywords: Arctic Ocean, ice rafting, Lomonosov Ridge, paleo-trans-polar drift system, psephites.

Summary

The article gives a characteristic of the psephitic material obtained in the IODP-302 well on the Lomonosov Ridge. We provide data on the shape of rock fragments, their roundness, petrographic composition and distribution over lithological units of the well. It is shown that the major part of the psephites was delivered to the drilling point with ice, but several samples have a local origin and characterize the composition of the Mesozoic rocks. The roundness of the psephites consistently deteriorates in the younger enclosing sediments. The paper presents arguments that link this trend

Citation: Krylov A.A., Gusev E.A., Mirolubova E.S., Chernykh A.A. Geological and paleoceanological significance of psephite from the cretaceous-cenozoic deposits from the near-pole part of the Lomonosov ridge. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 182–199. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-182-199.

with the intensification of the ice regime. The consequence of the ice cover increase is the shortening of the time of psephites occurrence in the wave-surf zone, where large-sized material is rounding, by activating the “anchor” mechanism of the rock fragments capture. The level of change in petrographic associations of psephites generally coincides with the level of change in the association of heavy minerals, which is a consequence of the appearance of more distant sources areas. It is shown that the “paleo–trans–polar” ice drift system began to function in the middle Miocene. The paper draws conclusions about the evolution of the ice regime in the Arctic Ocean during the Cenozoic.

Поступила 1 июня 2018 г.

Принята к печати 29 июня 2018 г.

Ключевые слова: ледовый разнос, палео-трансполярный ледовый дрейф, Северный Ледовитый океан, хребет Ломоносова, псефиты.

Дается характеристика псефитового материала, полученного при бурении скважины IODP-302 на хребте Ломоносова. Приводятся данные о форме обломков, их окатанности, петрографическому составу и распределению по литостратиграфическим комплексам скважины. Показано, что основная часть грубозернистых обломков была доставлена к точке бурения льдами, однако несколько образцов имеют местное происхождение и характеризуют состав мезозойских пород. Окатанность псефитов закономерно ухудшается с омоложением вмещающих отложений. В работе приведены аргументы, связывающие эту тенденцию с усилением ледового режима. Следствием увеличения ледовитости является сокращение времени нахождения псефитов в волно-прибойной зоне, в которой происходит окатывание крупномерного материала, за счет активизации якорного захвата обломков пород. Изменение петрографических ассоциаций псефитов в целом совпадает с изменением ассоциаций тяжелых минералов, что является следствием появления более дальних источников сноса. Показано, что палео-трансполярная система ледового дрейфа начала функционировать в среднем миоцене. Сделаны выводы об особенностях эволюции ледового режима в Северном Ледовитом океане в кайнозойское время.

ВВЕДЕНИЕ

Первое глубоководное бурение в центральной части Северного Ледовитого океана (СЛО) состоялось в 2004 г. в рамках международной экспедиции IODP-302, проект ACEX (Arctic Coring Expedition). До этого момента все модели геологического строения Арктического бассейна основывались на результатах геофизических исследований, данных геологии окружающей суши, материалах глубоководного бурения в Норвежско-Гренландском бассейне и четырех коротких грунтовых колонках, поднявших эоценовые, кампанские и маастрихтские отложения на хребте Альфа в экспедициях CESAR и ледового острова Т-3 [1, 2]. В итоге успешно проведенного бурения в приполюсной части хребта Ломоносова был получен уникальный керновый материал, позволяющий в значительной степени восполнить пробелы в знаниях о геологическом развитии СЛО. Благодаря этим данным были существенно уточнены представления о кайнозойской эволюции центральной части Арктического бассейна.

В настоящей работе приведены новые данные о распределении крупномерного псефитового материала в разрезах скважин, пробуренных в указанной экспедиции, его петрографическом составе и результатах морфометрического анализа. Актуальность этих исследований определяется прежде всего повышенным вниманием геологов к проблеме происхождения крупномерных обломков. Видимое содержание донно-каменного материала (ДКМ), как правило, увеличивается в пределах положительных морфоструктур СЛО, что приводит многих исследователей к попыткам поисков источников ДКМ среди локальных выходов на морском дне коренных пород. Как будет показано ниже, практически все образцы, изученные нами, были достав-

лены к точке бурения в гребневой части хребта Ломоносова льдами/айсбергами. Это позволяет использовать их в качестве маркера ледового разнота, своеобразного «ледового фона», относительно которого может быть выделен ДКМ местного происхождения.

Кайнозойская история ледового режима СЛО — другая важная проблема, решению которой может помочь изучение псефитового материала. На сегодняшний день фиксируется значительное сокращение количества льдов в Центральной Арктике [3, 4]. Многочисленные климатические модели предсказывают прогрессивное уменьшение морских льдов в будущем [5], однако существует неопределенность в понимании интенсивности этого процесса [6]. Проблемы с прогнозированием, очевидно, обусловлены тем, что ученые учитывают не все факторы, влияющие на современные флуктуации климата. Информация о ледовом режиме в геологическом прошлом должна, безусловно, анализироваться при определении причин наблюдаемых сейчас изменений. В геологической летописи кайнозоя существовали интервалы, аналогичные современным климатическим условиям. При этом все колебания ледового режима были связаны исключительно с природными факторами, что важно как для корректной оценки значимости антропогенного влияния на климат в настоящее время, так и для моделирования изменений температуры в будущем.

Несмотря на то, что время появления первых сезонных и паковых льдов в Центральной Арктике обсуждалось в ряде публикаций, подготовленных по результатам изучения образцов из скважин ACEX [7–15], данный вопрос остается предметом дискуссий. Псефитовый материал важен для решения указанной проблемы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Точки для бурения были выбраны на вершине приполюсной части хребта Ломоносова вдоль сейсмического профиля «AWI-91090» (рис. 1). Всего было пройдено 5 скважин, неравнозначных по глубине и выходу керна [16]. Расстояние между ними не превышало нескольких миль.

В первой точке 302-M0001 удалось поднять лишь пять метров грунта. Из-за ухудшения ледовой обстановки было принято решение перейти на новое место, в котором пробурили скважину 302-M0002 глубиной 271,69 м; работа была прекращена в связи с тяжелыми ледовыми условиями. В точке 302-M0003 оборудование отказало на глубине 15 м. Скважина 302-M0004А была остановлена на уровне 428 м после предположительного внедрения в породы «акустического фундамента», причем в интервале 27–265 м керна не отбирался. Рядом, в точке 302-M0004В были опробованы два коротких интервала. Последнюю скважину 302-M0004С пробурили с целью получения плио-плейстоценового разреза с высоким разрешением. На основании детального изучения керна из скважин M0002А и M0004А был составлен сводный разрез мощностью 428 м [1, 16].

Всего из отложений извлекли 58 обломков крупнее 0,5 см. Обломки меньшего размера не были включены в наше исследование, поскольку их петрографическая характеристика, как правило, менее информативна, что снижает их ценность в качестве пород-маркеров областей сноса. При этом ранее проведенный анализ гравийно-дресвяных (2–10 мм) обломков, отобранных в СЛО [17–19 и др.], безусловно, важен для более точной характеристики интенсивности ледового/айсбергового разнота и стратиграфической привязки этих событий.

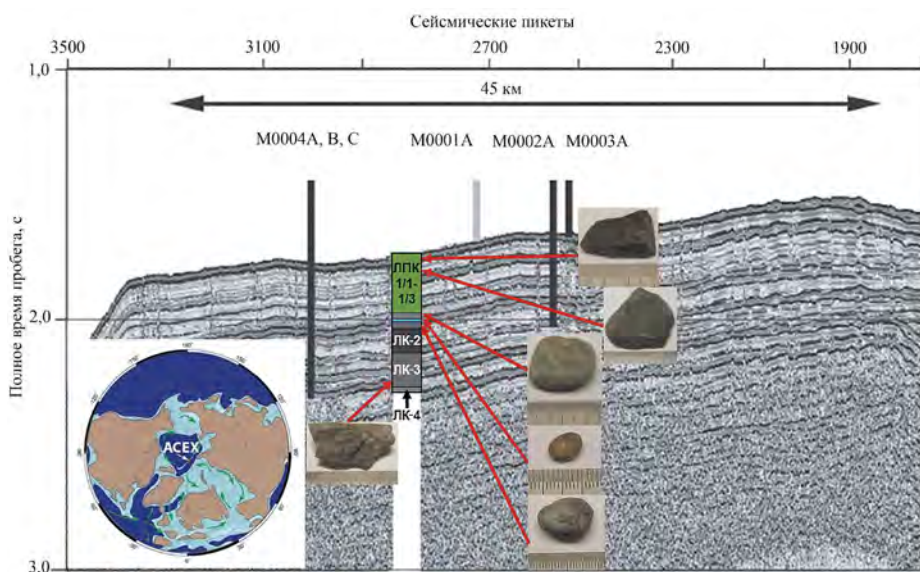


Рис. 1. Местоположение скважин ACEX-IODP-302 вдоль сейсмического профиля AWI-91090 [16]. На врезке показана палеорекострукция для Северного Ледовитого океана на 50 млн лет назад [16]. Приведены фотографии типичных образцов псефитов и их положение в разрезе. Сокращения: ЛПК — литологический подкомплекс; ЛК — литологический комплекс. На литостратиграфической колонке не обозначены ЛПК 1/4, ЛПК 1/5 и ЛПК 1/6

Fig. 1. Location of the ACEX-IODP-302 boreholes along seismic line AWI-91090 [16]. The inset shows the paleoreconstruction for the Arctic Ocean for 50 million years ago [16]. Photos of typical samples of psephites and their position in the section are shown. Abbreviations: LPK — lithological subunit; LK — lithological unit. LPK 1/4, LPK 1/5 and LPK 1/6 are not marked on the lithostratigraphic column

При исследовании псефитового материала из скважины ACEX мы производили измерения по трем взаимно-перпендикулярным осям ($A \geq B \geq C$) и рассчитывали отношения B/A (степень удлинения) и C/B (степень уплощения) для характеристики сферичности (формы) образцов по известному методу Т. Цингга (1935). Данная классификация, вероятно, до сих пор является наиболее простой, понятной и логичной системой, в которой псефиты по своей форме разделяются на четыре класса: 1 — дисковидные/таблитчатые, 2 — округлые/изометричные, 3 — цилиндрические/удлиненные и 4 — пластинчатые/уплощенно-удлиненные. Иногда образцы занимают промежуточное положение между классами, например 1–2. Границы между классами проводятся по отношению осей, равному $2/3$.

Окатанность псефитового материала определялась визуально с помощью известных трафаретов, привязанных к коэффициентам Ваделла и Хабакова [20]. С помощью коэффициентов Г. Ваделла окатанность оценивалась более детально (от 0,11 до 0,90), тогда как у А.В. Хабакова выделяется только пять градаций (баллов). Исходя из этого, форма обломков классифицируется следующим образом (баллы Хабакова/коэффициенты Ваделла): 0/0,11–0,20 — неокатанные, остроугольные; 1/0,21–0,40 — угловатые или ребристые с заметной потертостью ребер, но с полностью сохраненной исходной огранкой; 2/0,41–0,60 — полуокатанные, сохранившие, несмотря на окатанность, первоначальную

неправильную огранку; III/0,61–0,80 — хорошо окатанные, не имеющие острых углов и ребер, довольно правильно и равномерно обточенные; сохранились лишь следы начальной огранки; IV/0,81–0,90 — отлично окатанные, с полностью криволинейной сглаженной поверхностью, с лепешковидной, роликовидной или сфероидальной формой [20].

Название исследованных нами пород дано по результатам оптического исследования шлифов либо визуального определения слагающих их минералов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфия отложений. На сегодняшний день существуют две альтернативные стратиграфические модели для отложений, вскрытых скважинами АСЕХ. «Стратиграфическая модель-1» основана на сочетании биостратиграфии по динофлагелатам и распределении изотопа ^{10}Be [1]. Согласно этой модели в разрезе фиксируется перерыв в осадконакоплении протяженностью 26,2 млн лет (18,2–44,4 млн лет назад). В «Стратиграфической модели-2» используется Os-датирование, подтверждаемое в целом данными по распределению диатомовых водорослей [21]. Длительность среднекайнозойского перерыва при этом составляет менее 400 тыс. лет. Расхождение между указанными моделями существует только в интервале 151,28–299,95 метров ниже поверхности дна (мнпд), что соответствует возрастному диапазону 12,31–48,6 млн лет. Мы полагаем, что «модель-2» является более обоснованной [22].

Распределение псефитового материала по разрезу. Псефитовый материал неравномерно распространен по разрезу (см. таблицу), хотя и присутствует в каждом из четырех литологических комплексов (ЛК), выделенных во время детального

Таблица

Значения коэффициентов Ваделла, мощность литологических комплексов (ЛК) и подкомплексов (ЛПК), количество псефитов в ЛК и ЛПК, значения коэффициента П/М

ЛК и ЛПК	Окатанность (коэффициент Ваделла)			Мощность ЛК и ЛПК, м	Количество псефитов***	П/М****
	Минимум– Максимум	Среднее	Количество*			
1/1	0,25–0,46	0,32	4	M0003A: 1,1 M0004C: 5,29	1 3	0,91 0,57
1/2	0,11–0,22	0,17	4	M0003A: 13,9 M0004C: 18,3 M0004A: 4,68**	2 1 3	0,14 0,05 0,64
1/3	0,11–0,76	0,30	20	147,3	25	0,17
1/4	0,21–0,80	0,47	7	24,4	8	0,33
1/5	0,35–0,56	0,45	2	5,2	3	0,58
1/6	0,55–0,62	0,58	2	22,1	2	0,09
2	0,35	—	1	93,3	3	0,03
3	0,15	—	1	91,2	1	0,01
4	0,15–0,26	0,20	2	—	—	—

Примечания. * — количество псефитов, в которых была оценена окатанность, меньше общего числа образцов, поскольку некоторые из них оказались недоступными после опробования керна на другие виды анализов; ** — скважина M0004A прошла только часть ЛПК–1/2; *** — без аутигенных конкреций (сидерит и пирит); **** — псефит/метр — количество псефитов на 1 метр осадка в конкретных ЛК и ЛПК

описания керна скважин [16]. Наиболее мощный ЛК-1 разделен на шесть подкомплексов (ЛПК). Ниже приведено краткое описание ЛК с использованием «Стратиграфической модели-2».

ЛПК-1/1 включает от 1,1 м (скважина М0003А) до 5,3 м (скважина М0004С) голоценовых — верхнеплейстоценовых алевропелитовых осадков, имеющих сильную цветовую полосчатость, типичную для донных отложений центральной части СЛО; из него отобрано 4 образца псефитов. ЛПК-1/2 состоит из 15–18 м верхнеплейстоценовых алевропелитов, цвет которых меняется от оливково-коричневого в верхней части до темно-коричневого вблизи подошвы (6 образцов псефитов). Значительно более мощный (в интервале 21,2–168,5 мнпд) ЛПК-1/3 представлен плейстоценовыми — нижне-миоценовыми алевропелитами оливковых, оливково-коричневых, оливково-серых и темно-серых цветов (27 образцов псефитов, два из которых — аутигенные конкреции). ЛПК-1/4 (168,5–192,9 мнпд) сложен коричневыми с разными оттенками алевропелитами с линзами песка; возраст отложений главным образом олигоценовый, включая низы раннего миоцена и верхи приабонского яруса позднего эоцена (9 образцов псефитов, один из которых — железистая конкреция). ЛПК-1/5 (192,9–198,1 мнпд), так называемый слой «зебра», сложен приабонскими алевропелитами с небольшими песчаными линзами (3 образца псефитов). Позднеэоценовый ЛПК-1/6 (198,1–220,2 мнпд), на наш взгляд, ошибочно отнесен к ЛК-1: генетически и по литологическому составу он ближе к ЛК-2 и состоит в значительной степени из опала-А с небольшим количеством кремнистых организмов (2 образца псефитов).

ЛК-2 (220,2–313,5 мнпд) представлен нижне-среднеэоценовыми отложениями, состоящими главным образом из кремнистых организмов, причем приблизительно с уровня 285 мнпд вниз по разрезу начинается трансформация опала-А в опал-С/Т. Отсюда отобраны три образца псефитов, расположенных в непосредственной близости друг к другу: 238,1 мнпд, 238,77 мнпд и 240,41 мнпд. Осадки ЛК-3 (313,6–404,8 мнпд) представлены терригенными разностями раннеэоценового — позднелатексенового возраста (1 образец псефитовой размерности). На уровне 404,8–424,5 мнпд керн поднять не удалось.

Терригенные отложения ЛК-4 (424,5–427,7 мнпд) имеют кампанский (возможно, маастрихтский) возраст [16, 23]. В интервале 424,5–424,83 мнпд — это пелитовый песчаник (возможно, миктит) серого цвета, сцементированный за счет глинистой примеси, плотный, но крошащийся (отобран 1 образец псефитовой размерности); в осадке наблюдаются включения мелких пиритовых конкреций. В промежутке 424,83–426,6 мнпд керн отсутствовал. На уровне 426,6–427,43 мнпд отложения представлены песчаной глиной, зеленовато-коричневой, в целом пластичной, с включениями пиритовых конкреций. В основании разреза (427,43–427,66 мнпд) расположен песчаник с глинистым цементом, «сухой», легко крошащийся, цвет темно-серый до коричневого (1 образец псефитовой размерности).

Интенсивность накопления псефитового материала. В таблице и на рис. 2 приведен параметр, показывающий количество псефитового материала (без учета аутигенных конкреций) на 1 метр разреза для каждого ЛК — коэффициент П/М. С его помощью можно судить об интенсивности поставки грубообломочного материала. Максимальная величина П/М наблюдается в ЛПК-1/1 и варьирует от 0,57 до 0,91. В ЛПК-1/2 П/М снижается до 0,05–0,14; значение 0,64 в скважине М0004А, очевидно, объясняется неполным вскрытием осадков ЛПК-1/2, так как отбор керна здесь на-

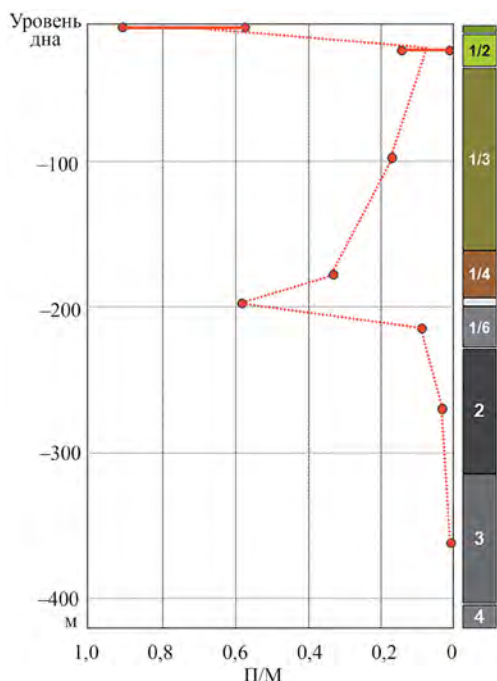


Рис. 2. Интенсивность накопления псефитов (значения коэффициента П/М) в ЛК и ЛПК скважин ACEX-IODP-302

Fig. 2. Intensity of psephites accumulation (values of the P/M coefficient) in the LK and LPK of the ACEX-IODP-302 wells

чался только с 17 м. В ЛПК-1/3 коэффициент П/М равен 0,17. В ЛПК-1/4 и 1/5 значения П/М увеличиваются до 0,33 и 0,58 соответственно и потом, вниз по разрезу, резко снижаются до 0,09 в ЛПК-1/6, 0,03 в ЛК-2 и 0,01 в ЛК-3, что свидетельствует о значительном уменьшении поставки псефитов ниже ЛПК-1/5.

Форма (сферичность) псефитового материала. Согласно классификации Цингга, наибольшее количество образцов тяготеет к дисковидным либо округлым формам — классы 1 (11 образцов) и 2 (15 образцов) соответственно, а 2 образца попадают на границу между ними — 1–2. Классы 3 (цилиндрические/удлиненные) и 4 (пластинчатые/уплощенно-удлиненные) представлены всего 3 и 7 образцами соответственно, а 5 образцов занимают граничное положение — 3–4. Таким образом, удлиненная форма не типична для псефитов скважин ACEX.

Окатанность псефитового материала. В целом окатанность изученных обломков (без учета конкреций) низкая. В системе Хабакова это в основном неокатанные (0 баллов, 12 образцов) и плохо окатанные (1 балл, 18 образцов) разности, тогда как полуокатанных (2 балла) обломков всего 8, а хорошо окатанных (3 балла) — 5. Коэффициенты Ваделла имеют более широкую вариабельность: от 0,11–0,12 (наихудшая окатанность в выветрелом базальте и сланце из уровней 10,35 и 94,47 мнпд соответственно) до 0,79–0,80 (максимальная окатанность в кварците со 190,5 мнпд). Степень окатанности изученных псефитов хорошо видна на фотографиях, представленных на рис. 1. Отмечается в целом закономерное ухудшение окатанности

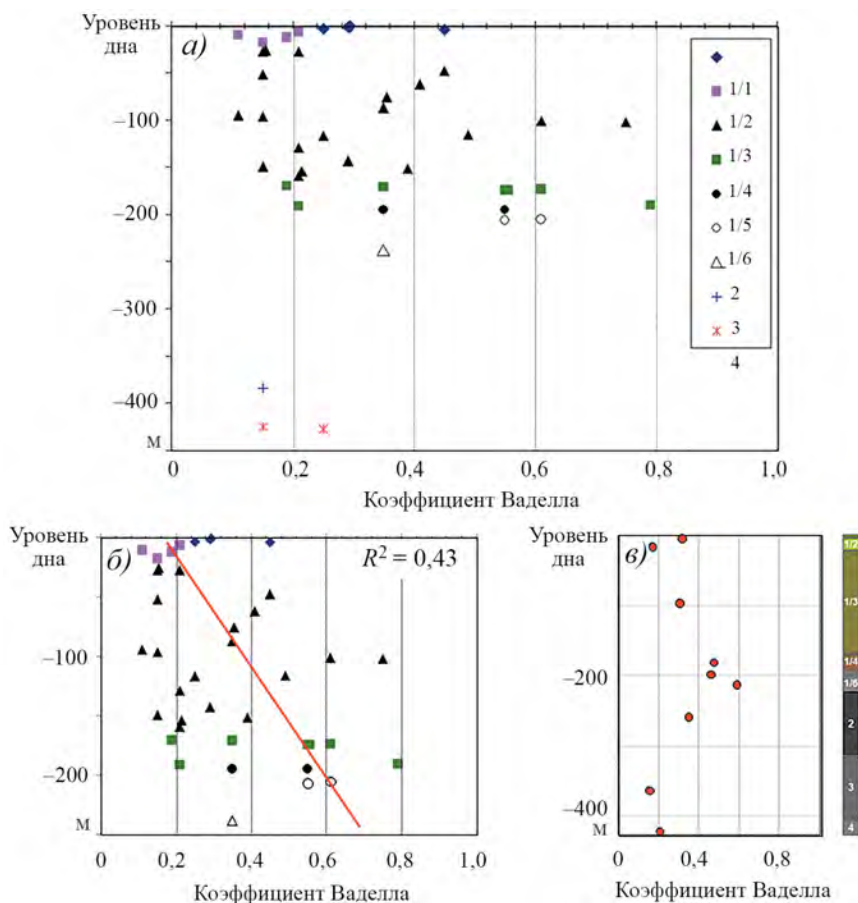


Рис. 3. Распределение значений коэффициента Ваделла в псефитовом материале по разрезу скважин ACEX-IODP-302. Величины по горизонтальной оси: 0–0,20 — неокатанный, остроугольный; 0,21–0,40 — угловатый или ребристый; 0,41–0,60 — полуокатанный; 0,61–0,80 — хорошо окатанный; 0,81–0,90 — отлично окатанный.

а) — значения коэффициента Ваделла в псефитовом материале в литологических комплексах (ЛК). На врезке показаны условные обозначения для ЛК; б) — зависимость степени окатанности псефитового материала от глубины его залегания в осадках ЛК-1 и ЛК-2. Условные обозначения показаны на врезке к рис. 3а; в) — средние значения коэффициента Ваделла в ЛК и ЛПК

Fig. 3. Distribution of the Wadell coefficient values in the psephitic material from the ACEX-IODP-302 well section. Values on the horizontal axis: 0–0,20 — non-rounded; 0,21–0,40 — angular; 0,41–0,60 — subrounded; 0,61–0,80 — well-rounded; 0,81–0,90 — perfectly rounded.

а) — values of the Wadell coefficient in the psephitic material in lithological units (LU). The sidebar shows the symbols for the LU; б) — dependence of the roundness degree of the psephitic material on the depth of its occurrence in the sediments of LU-1 and LU-2. The notation is shown in the inset to Fig. 3a; в) — average values of the Wadell coefficient in LU and LSU

обломков от ЛПК-1/6 к ЛПК-1/1 (рис. 3). Наилучшая окатанность встречена у образцов из ЛПК-1/4, хотя в нем же попадаются и неокатанные обломки (см. таблицу). В целом с этим показателем согласуется сферичность (форма) псефитов, которая ближе к изометричной у более окатанных образцов.

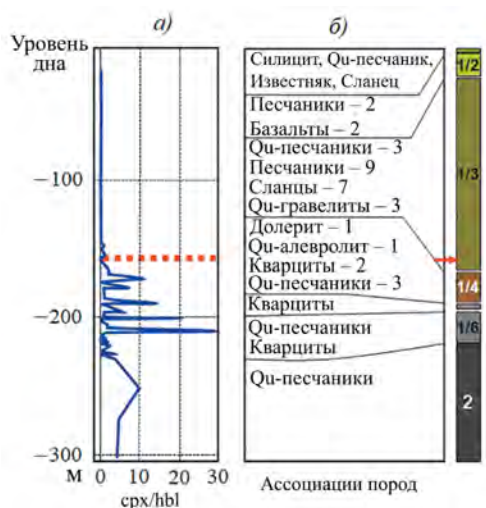


Рис. 4. Минеральные и петрографические ассоциации в сводном разрезе скважины ACEX-IODP-302.

а) — отношение клинопироксенов (cpx) к моноклиным амфиболам (hbl). Пунктирная линия показывает уровень, на котором клинопироксен-доминирующая ассоциация тяжелых минералов (ниже) сменилась роговообманково-доминирующей ассоциацией (выше) [11]; б) — петрография псефитового материала. Красная стрелка показывает уровень смены «кварц-доминирующих» пород на «смешанную» ассоциацию пород

Fig. 4. Mineral and petrographic associations in the composite section of the ACEX-IODP-302 well.

а) — the ratio of clinopyroxenes (cpx) to monoclinic amphiboles (hbl). The dashed line shows the level at which the clinopyroxene-dominant association of heavy minerals (below) has been replaced by the hornblende-dominant association (above) [11]; б) — petrography of the psephitic material. The red arrow indicates the level of change of “quartz-dominant” rocks to the “mixed” association of rocks

Петрография псефитового материала. По составу образцы представлены главным образом кварцевыми песчаниками (рис. 4). Также встречены кремневая порода (ЛПК-1/1), базальт (ЛПК-1/2), кварцевый гравелит (ЛПК-1/3), сланцы (ЛПК-1/3), алевролиты (ЛПК-1/4, ЛК-4), долерит (ЛПК-1/4), кварциты (ЛПК-1/4 – ЛПК-1/6). Четыре образца имеют, вероятнее всего, аутигенную природу: три сидеритовые конкреции неправильной формы с примесью кварца и полевых шпатов с мелкопесчаными сферосидеритами (ЛПК-1/3), и железистая (?) конкреция (ЛПК-1/4). Присутствие сидеритов в разрезе скважины во фракции 0,05–0,1 мм отмечалось нами ранее [11]. Был обоснован их аутигенный генезис за счет диагенеза органического вещества [24]. В нижней части разреза встречаются аутигенные пиритовые конкреции [16].

Одним из важнейших достижений экспедиции ACEX явилось опробование мезозойских пород хребта Ломоносова и получение kernового материала, позволяющего охарактеризовать его стратиграфические соотношения с перекрывающими кайнозойскими отложениями. Возраст ЛК-4 был определен по микропалеонтологическим данным как кампанский, что предполагало наличие в основании кайнозоя длительного перерыва [1]. Однако более поздние палинологические исследования показали присутствие в ЛК-4 маастрихтских форм, что указывает на вероятность лишь кратковременного размыва в самых низах палеоцена [23].

Для петрографических исследований нами были получены два образца из ЛК-4. Один из них — 41X-1 — мелкозернистый граувакковый песчаник (средний

размер зерен 0,1–0,2 мм) с кремнисто-карбонатным цементом. Порода пористая, слабощементированная. Обломочная часть представлена субугловатыми, иногда в различной степени окатанными зернами кварца с ровным прямым, очень редко блочным угасанием. Чуть меньше половины обломочной части — хорошо окатанные обломки витрокластических туфов и кремня, раскристаллизованного до микрокварцитов. Встречаются редкие зерна плагиоклаза, микроклина и слюдисто-кремниевых микросланцев. Некоторые зерна кварца имеют ромбическую форму, характерную для кварца из кислых эффузивов. Цемент островной и пленочно-крустификационный, по составу — карбонатный (доломит, возможно, со стяжениями сидерита), пропитанный кремнекислотой.

Второй образец — 42-СС — алевролит с глинисто-кремниевым цементом, массивный. Обломочная часть представлена преимущественно кварцем, неокатанным, угловатым, размером 0,02–0,05 мм, единичные зерна до 0,2 мм. Встречаются редкие зерна плагиоклаза, чешуйки слюд, кремниевая (окремненная?) органика. Заметны фрагменты похожие на растительные волокна, замещенные аморфной кремнекислотой. Цементирующая масса — глинисто-кремниевая, интенсивно пиритизирована.

Следует отметить, что для изучения нам были доступны только 47 образцов из 58, поэтому приведенные выше морфометрические и петрографические характеристики псефитов могут быть не вполне точными статистически, хотя все тренды, безусловно, соответствуют действительности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Появление первых сезонных льдов. Учитывая положение скважин в вершинной зоне хребта Ломоносова и наличие выдержанного «плаща» кайнозойских осадков мощностью более 400 м, сложно представить иной источник крупномерных обломков помимо их ледового/айсбергового разноса, по меньшей мере для верхних 300–350 метров разреза. Это подтверждают имеющиеся сейсмические данные, показывающие отсутствие выходов пород акустического фундамента в окрестностях пробуренных скважин. Два образца, отобранные из основания скважины (ЛК-4), интерпретируются как представители местного коренного ложа. Также вполне вероятно местная природа песчаника из ЛК-3, найденного в непосредственной близости от палеоцен-эоценовой границы (на уровне 385,19 мнпд, что соответствует возрасту 55,2 млн лет). В пользу этого свидетельствуют теплый климат и, как следствие, малая вероятность присутствия льдов, а также небольшая мощность накопленных на тот момент синокеанических отложений. С другой стороны, нельзя полностью отрицать теоретическую возможность кратковременного похолодания и эпизодического появления сезонных льдов. По крайней мере, распределение песчаной фракции с целью реконструкции ледового разноса было изучено только в верхних 274 метрах разреза АСЕХ [14]. Однако для доказательства этой гипотезы необходимы дополнительные данные. Альтернативным механизмом доставки указанного образца может являться привнос в корнях деревьев.

В почти стометровом «биокремнистом» ЛК-2 обнаружено всего три обломка псефитовой размерности, что свидетельствует о крайне незначительном количестве льдов в эоценовое время. Самый «древний» из них, найденный на уровне 240,4 мнпд, интерпретируется всеми в качестве маркера появления первых сезонных льдов в Арктике [25] около 41,4 млн лет назад, если исходить из «Стратиграфической модели-2» [21]. Эти данные согласуются с результатами детальных исследований песчаных

зерен (> 250 мкм) и зависимых ото льда диатомовых *Synedropsis spp.*, которые появились на уровне 260,3 мпд [13], что соответствует возрасту около 43,8 млн лет в рамках «модели-2». Незначительные содержания менее крупной фракции размером 150–250 мкм фиксировались в разрезе чуть раньше, начиная с уровня 273,25 мпд (45,4 млн лет — «модель-2»). Основное количество псефитового материала сосредоточено в терригенном ЛК-1, в его верхних четырех подкомплексах (таблица 1), что однозначно свидетельствует об усилении интенсивности ледового режима.

Переинтерпретация данных скважины 913 (ODP), пробуренной в Гренландском море, также показала наличие там перенесенного льдами обломочного материала еще в эоценовых отложениях, начиная с 44 млн лет назад [26].

Первые паковые льды. Существует мнение [8], что первые паковые льды в СЛО появились уже в среднем эоцене (около 47 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-1» или около 44 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-2»). Данная гипотеза не подтверждается результатами исследований палеотемператур (C37:4 алкеноны), согласно которым в среднем эоцене могли существовать только сезонные льды [2]. После изучения скоростей доставки терригенных минералов от возможных областей сноса к точке бурения (составляющих меньше или больше одного года) и характеристики распределения минералов тяжелой фракции по разрезу были опубликованы предположения о появлении многолетних льдов в среднем миоцене: 13 млн лет назад [11] (соответствует 15,1 млн лет назад в рамках «Стратиграфической модели-2») или 14 млн лет [7]. Свидетельства общего похолодания в среднем миоцене приводились и в других работах [27–29]. Версия о более позднем возникновении паковых льдов основана на данных о преобладании сезонного покрова и о наличии «чистой воды» в некоторые интервалы плиоцена [12, 30, 31] и миоцена [31, 32]. Это, однако, не исключает возможности эпизодического появления многолетних льдов в отдельные интервалы неогена или частичного покрова ими СЛО, как, например, в настоящее время. Использование современных скоростей дрейфа для более древних геологических интервалов вызвало критику, основанную на результатах моделирования палеоскоростей перемещения льдов, существенно увеличивавшихся при потеплении климата [33]. Не вдаваясь в детали этой модели и не обсуждая ее надежность, хотелось бы отметить, что первые сезонные льды появились в среднем эоцене, значительно более теплом периоде, по сравнению со средним миоценом. Казалось бы, скорости ледового дрейфа в эоцене должны быть выше. Однако ассоциация тяжелых минералов в миоценовых осадках разреза АСЕХ, типичная для более удаленных источников сноса (восток моря Лаптевых — Восточно-Сибирское море), отсутствует в эоценовых отложениях, для которых характерна ассоциация из относительно близких областей (регион Карского моря и западной части моря Лаптевых) [11]. Поэтому мы считаем, что модель палеоскоростей ледового дрейфа [33] требует дополнительной проверки, а причиной указанной смены «ближних» источников сноса на «дальние» 13 млн лет назад [11] (или 15,1 млн лет назад в рамках «Стратиграфической модели-2») для скважины АСЕХ могло быть начало функционирования древней системы палеотрансполярного ледового дрейфа, зарождавшейся в восточно-арктических морях и включающей паковые льды. В качестве тестирования данной гипотезы нами использовался терригенный материал псефитовой размерности.

Было установлено, что при переходе от ЛПК-1/4 к ЛПК-1/3 происходит изменение петрографических ассоциаций псефитов: в интервале ЛК-2 – ЛПК-1/4 — это

кварцевые песчаники и кварциты, а в интервале ЛПК-1/3 – ЛПК-1/1 дополнительно появляются сланцы и другие породы (рис. 4). Важно отметить, что интервал появления псефитов в ЛПК-1/3 соответствует указанному выше уровню смены ассоциаций минералов тяжелой фракции.

Транспортировка и накопление псефитового материала. Псефиты могут оказываться исключительно в прибрежной зоне шельфовых морей СЛО, подверженной волно-прибойному воздействию. На основании этого показателя можно с известной долей осторожности судить о способах транспортировки грубозернистого материала. Лучшая окатанность должна быть более характерна для псефитов, переносимых льдами из пляжевых областей, где преобладает «якорный» захват таких обломков. Айсберговый материал менее окатан, поскольку представляет собой в основном результат разрушения коренных пород суши при дегляциации. Также худшую окатанность будут иметь псефиты, захваченные льдами из прибрежных областей, не испытывающих воздействие активной гидродинамики.

На основании ухудшения вверх по разрезу окатанности изученных нами образцов (рис. 3) можно было бы предположить увеличение доли материала айсбергового разноса в более молодых отложениях. Однако в этом случае следует ожидать возрастания количества обломков карбонатных пород, так как главным источником айсбергов служат острова Канадской Арктики, сложенные в значительной степени палеозойскими карбонатами. Поскольку изученные нами обломки сохраняют терригенный состав по всему разрезу, более вероятным представляется их «сибирское» происхождение и доставка морскими льдами, в том числе в системе палеотрансполярного дрейфа начиная со среднего миоцена. В качестве альтернативного источника айсбергов теоретически может рассматриваться Верхоянский хребет и его выводные ледники в сторону моря Лаптевых или локальные ледниковые купола Новосибирских островов [34]. Однако масштаб этих эфемерных ледников был, вероятно, невелик, а возраст существенно древнее последнего ледникового максимума [34, 35]. Таким образом, для подтверждения наличия «сибирских» айсбергов в центральной части СЛО в эпохи похолодания климата требуются дополнительные исследования и аргументы. Отсюда следует, что закономерное ухудшение окатанности псефитов с омоложением вмещающих их отложений, вероятно, вызвано уменьшением времени нахождения ДКМ в пляжевых областях. Это, в свою очередь, могло быть следствием нарастающей активности захвата псефитового материала льдами по мере усиления общей ледовитости арктической акватории, начавшегося в среднем миоцене. Покров морского льда в относительно мелководных Арктических шельфах «гасит» волно-прибойную активность, что также способствует сохранению плохой окатанности псефитами и свидетельствует в пользу закономерного увеличения количества льдов в неоген-четвертичное время.

Относительно хорошо окатанные псефиты из ЛПК-1/5 и ЛПК-1/6 (рис. 3), вероятно, находились в пляжевой области достаточно длительное время, пока не были доставлены льдами к точке бурения. Следует отметить, что так называемый слой «зебра» — ЛПК-1/5 — накапливался во время открытия пролива Фрама после окончания изоляции СЛО от Мирового океана [10, 21, 22]. Именно тектоническая активизация могла быть причиной усиления поставки обломочного материала в области сноса, что отразилось в резком повышении интенсивности накопления псефитов в пределах ЛПК-1/5 (коэффициент П/М = 0,58, рис. 2, таблица). Кроме того, наличие песчаных прослоев в осадках горизонта «зебра» свидетельствует о процессах эрозии

на хребте за счет активного внедрения атлантических вод через открывающийся пролив Фрама, что могло приводить к периодическому выносу тонкого материала и, в известной мере, способствовать обогащению слоя крупномерными обломками.

Осадки ЛПК-1/4 накапливались уже в нормальных океанических условиях. Псефитовый материал здесь ограничен уровнями 191,22 мнпд и 170,19 мнпд, что, согласно «Стратиграфической модели-2», датируется ранним олигоценом (33,4 млн лет) и ранним миоценом (22,35 млн лет) соответственно. Поступление значительного количества терригенного материала в шельфовую область, так же как и для ЛПК-1/5, могло быть причиной высокого значения коэффициента П/М = 0,33 для ЛПК-1/4 (рис. 2), что, вероятно, явилось следствием активизации тектонических движений земной коры в позднем эоцене–олигоцене. Другой причиной интенсификации поставки псефитового материала в осадки ЛПК-1/4 могло быть фиксируемое для Арктики олигоценное похолодание климата [15, 36], приведшее к усилению ледового разноса терригенного материала. Максимальная интенсивность кайнозойского мелководно-морского осадконакопления в циркумарктическом поясе приходится на олигоценное время [37, 38], что соответствует нашим данным, так как отложения ЛПК-1/5 аккумулировались в верхней части приабонского яруса, практически на границе с олигоценом, а ЛПК-1/4 вмещает олигоцен полностью («Стратиграфическая модель-2»).

Накопление псефитов в ЛПК-1/3 – ЛПК 1/1 происходило за счет ледового разноса, интенсивность которого закономерно увеличивалась по мере похолодания климата.

Проблема среднекайнозойского перерыва. При анализе литологического состава ЛПК-1/5 и ЛПК-1/6, между которыми, согласно «Стратиграфической модели-1»,

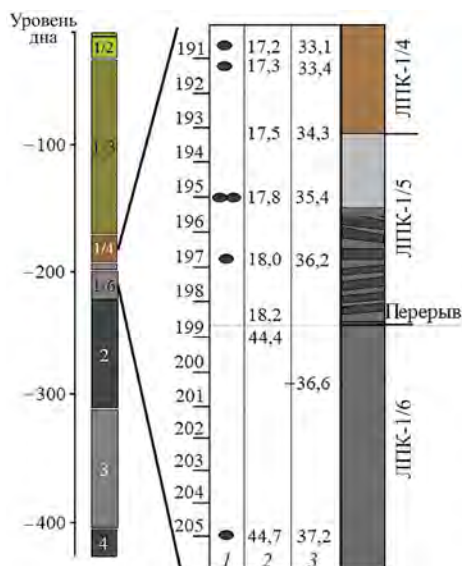


Рис. 5. Распределение псефитового материала в окрестностях среднекайнозойского хиатуса. 1 — положение псефитового материала в разрезе; 2 — датировки (млн лет) согласно «Стратиграфической модели-1» [1]; 3 — датировки (млн лет) согласно «Стратиграфической модели-2» [21]

Fig. 5. Distribution of psephitic material in the vicinity of the Middle Cenozoic hiatus. 1 — position of the psephitic material in the section; 2 — dating (million years) according to the “stratigraphic model-1” [1]; 3 — dating (million years) according to the “stratigraphic model-2” [21]

помещается длительный перерыв в осадконакоплении, видно, что следы заметной эрозии на границе между указанными ЛПК отсутствуют. Представляется крайне маловероятным, что в течение 26 млн лет могло происходить лишь ненакопление осадков, без значительной эрозии дна. Если же эрозия имела место, то осадки должны в той или иной степени обогатиться грубозернистым материалом или терригенными минералами тяжелой фракции. Решению вопроса о длительности перерыва на качественном уровне может помочь анализ распределения псефитового материала (рис. 5). Непосредственно в районе хиатуса псефиты не были обнаружены. Ближайшие к нему образцы располагаются на 1,97 м выше (ЛПК-1/5) и на 6,8 м ниже (ЛПК-1/6) границы ЛПК-1/5 – ЛПК-1/6 (рис. 5). В случае, если бы перерыв в осадконакоплении действительно длился 26 млн лет и захватывал олигоцен, известный похолоданием климата [15, 27, 36, 39], то псефитовый материал обязательно должен был быть сконцентрирован на границе ЛПК-1/5 – ЛПК-1/6 за счет более интенсивного привноса льдами/айсбергами (при похолодании климата), а также эрозии/ненакопления тонкого алевропелитового материала. Однако этого не наблюдается. Данный факт является серьезным аргументом в пользу небольшой длительности перерыва, что соответствует «Ос-стратиграфической модели-2».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образцы псефитов в скважине АСЕХ представлены в основном терригенными разностями с преобладанием песчаников. Из карбонатов встречен единственный известняк и три аутигенные сидеритовые конкреции. Это свидетельствует в пользу преимущественной поставки терригенного материала со стороны «Сибирских» источников.

Предполагается, что основным механизмом доставки грубообломочного материала к приполюсной части хребта Ломоносова были сезонные и многолетние льды в ЛК-1 и ЛК-2. Образцы из ЛК-4 имеют местное происхождение. Единичный псефит из ЛК-3, вероятнее всего, имеет локальный источник, однако полностью исключить его дрифтовую природу нельзя.

Совместная интерпретация опубликованных ранее результатов исследования минералов тяжелой фракции [11] и псефитов позволяет сделать вывод о том, что система палео-трансполярного ледового дрейфа впервые появилась в среднем миоцене (15,1 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-2»).

Распределение грубообломочного материала по разрезу, а также его морфометрические особенности (ухудшение окатанности от ЛК-1/6 к ЛК-1/1) свидетельствуют об интенсификации ледового захвата терригенного материала в пляжевых областях в осадках моложе ЛПК-1/5, что говорит о закономерном похолодании климата.

Повышенные скорости накопления псефитов в осадках ЛПК-1/5 – ЛПК-1/4 могли быть следствием тектонической активизации и увеличения темпов поставки терригенного материала в пляжевые области шельфовых морей, где и происходил его захват льдами.

Характер распределения псефитового материала в осадках ЛПК-1/6 и ЛПК-1/5 свидетельствует об отсутствии длительного среднекайнозойского перерыва и является аргументом в пользу предпочтительного использования «Ос-стратиграфической модели».

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке гранта Российско-германской лаборатории полярных и морских исследований Отто Шмидта (OSL-13-12). Авторы признательны рецензентам за конструктивные комментарии.

Acknowledgments. This work was supported by a grant from the Russian-German Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Research (OSL-13-12). The authors are grateful to the reviewers for constructive comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.
2. Stein R., Weller P., Backman J., Brinkhuis H., Moran K., Pälike H. Cenozoic Arctic Climate History: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition // *Developments in Marine Geology*. 2014. V. 7. P. 259–293.
3. Feltham D. Arctic sea ice reduction: the evidence, models and impacts // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. URL: <http://dx.doi:10.1098/rsta.2014.0171> (дата обращения 01.07.2018).
4. Tietsche S., Day J., Guemas V., Hurlin W., Keeley S., Matei D., Msadek R., Collins M., Hawkins E. Seasonal to interannual Arctic sea ice predictability in current global climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 1035–1043. doi:10.1002/2013GL058755.
5. Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. URL: <http://dx.doi:10.1098/rsta.2014.0159> (дата обращения 01.07.2018).
6. Notz D. How well must climate models agree with observations? // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. 20140164. doi:10.1098/rsta.2014.0164.
7. Darby D.A. The Arctic perennial ice cover over the last 14 million years // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. URL: <http://dx.doi:10.1029/2007PA001479> (дата обращения 01.07.2018).
8. Darby D.A. Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 210–213.
9. Immonen N. Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V. 374. P. 293–302.
10. Jakobsson M., Backman J., Rudels B. *et al.* The early Miocene onset of a ventilated

REFERENCES

1. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 2008, 23: PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.
2. Stein R., Weller P., Backman J., Brinkhuis H., Moran K., Pälike H. Cenozoic Arctic Climate History: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition. *Developments in Marine Geology*. 2014, 7: 259–293.
3. Feltham D. Arctic sea ice reduction: the evidence, models and impacts. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373. URL: <http://dx.doi:10.1098/rsta.2014.0171> (accessed 01.07.2018).
4. Tietsche S., Day J., Guemas V., Hurlin W., Keeley S., Matei D., Msadek R., Collins M., Hawkins E. Seasonal to interannual Arctic sea ice predictability in current global climate models. *Geophys. Res. Lett.* 2014, 41: 1035–1043. doi:10.1002/2013GL058755.
5. Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373. URL: <http://dx.doi:10.1098/rsta.2014.0159> (accessed 01.07.2018).
6. Notz D. How well must climate models agree with observations? *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140164. doi:10.1098/rsta.2014.0164.
7. Darby D.A. The Arctic perennial ice cover over the last 14 million years. *Paleoceanography*. 2008, 23: URL: <http://dx.doi:10.1029/2007PA001479> (accessed 01.07.2018).
8. Darby D.A. Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene. *Nature Geoscience*. 2014, 7: 210–213.
9. Immonen N. Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013, 374: 293–302.
10. Jakobsson M., Backman J., Rudels B. *et al.* The early Miocene onset of a ventilated

- circulation regime in the Arctic Ocean // *Nature*. 2007. V. 447. P. 986–990.
11. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S06. doi:10.1029/2007PA001497.
12. Matthiessen J., Knies J., Vogt C., Stein R. Pliocene palaeoceanography of the Arctic Ocean and subarctic seas // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2009. V. 367. P. 21–48.
13. Stickley C.E., St John K., Koc N. et al. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris // *Nature*. 2009. V. 460. P. 376–380.
14. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. doi:10.1029/2007PA001483.
15. Tripati A., Darby D. Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice // *Nature Communication*. 2018. V. 9. P. 1–11. doi:10.1038/s41467-018-03180-5.
16. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. *Proceed. IODP, 302: Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
17. Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В., Чистякова Н.О., Миролюбова Е.С. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // *Вестник Московского университета. Сер. 5. География*. 2013. № 5. С. 51–59.
18. Рекант П.В., Пяткова М.Н., Николаев С.Д., Талденкова Е.Е. Донно-каменный материал отрога Геофизиков как петротип фундамента южной части хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. Вып. 4. Специальный выпуск: геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 29–40.
19. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В., Погодина И.А., Портнов А.Д. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микро-
- circulation regime in the Arctic Ocean. *Nature*. 2007, 447: 986–990.
11. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*. 2008, 23, PA1S06. doi: 10.1029/2007PA001497.
12. Matthiessen J., Knies J., Vogt C., Stein R. Pliocene palaeoceanography of the Arctic Ocean and subarctic seas. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2009, 367: 21–48.
13. Stickley C.E., St John K., Koc N. et al. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*. 2009, 460: 376–380.
14. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 2008, 23. doi:10.1029/2007PA001483.
15. Tripati A., Darby D. Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice. *Nature Communication*. 2018, 9: 1–11. doi: 10.1038/s41467-018-03180-5.
16. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. *Proceed. IODP, 302: Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
17. Nikolaev S.D., Taldenkova E.E., Rekant P.V., Chistyakova N.O., Mirolubova E.S. Palaeogeography of the Eurasian part of the submarine Lomonosov Ridge in the Neopleistocene. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5. Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2013, 5: 51–59. [In Russian].
18. Rekant P.V., Pyatkova M.N., Nikolaev S.D., Taldenkova E.E. The coarse material from the Geophysicists spur as a petrotype of the basement of the southern part of the Lomonosov Ridge (Arctic Ocean). *Geologia i geoekologia kontinentalnykh okrain Evrazii. Vypusk 4. Geologia i poleznye iskopaemye okrainnykh morei Evrazii*. Geology and geoecology of the continental margins of Eurasia. Issue 4. Special issue: geology and minerals of the marginal seas of Eurasia. Moscow: GEOS, 2012: 29–40. [In Russian].
19. Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Rekant P.V., Pogodina I.A., Portnov A.D. Pleistocene palaeogeography of the Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean) (Basing on the study of sediment lithology and

- фауна // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 45–54.
20. Атлас текстур и структур осадочных горных пород / Ред. А.В. Хабаков. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
21. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L14607. P. 1–6. doi:10.1029/2011GL047953.
22. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756.
23. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 78–84.
24. Крылов А.А. Механизм формирования аутигенных сидеритов/родохрозитов в кайнозойских отложениях центральной части хребта Ломоносова, Северный Ледовитый океан (по материалам экспедиции IODP-302) // Материалы II международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 8–11 февраля 2011. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. С. 24–25.
25. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. P. 601–605.
26. Tripathi A.K., Eagle R.A., Morton A. et al. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 265. P. 112–122.
27. Борзенкова И.И. Изменение климата в Кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 248 с.
28. Борзенкова И.И. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 221–234. doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234
29. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем Кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 135 с.
30. Cronin T.M., Whatley R., Wood A., Tsukagoshi A., Ikeya N., Brouwers E.M., Briggs Jr W.M. Microfaunal evidence for microfauna). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5. Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2009, 4: 45–54. [In Russian].
20. *Atlas tekstur i struktur osadochnykh gornykh porod. T. 1*. Atlas of textures and structures of sedimentary rocks. Ed. A.V. Khabakov. V. 1. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962: 578 p. [In Russian].
21. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett. 2011, 38, L14607: 1–6. doi:10.1029/2011GL047953.
22. Chernykh A.A., Krylov A.A. Duration, causes, and geodynamic significance of the middle Cenozoic hiatus in sedimentation in the near-polar part of the Lomonosov Ridge (based on IODP-302-ACEX drilling data). *Oceanology*. 2017, 57: 675–684. doi: 10.1134/S0001437017050058.
23. Derevyanko L.G., Gusev E.A., Krylov A.A. Palynological characteristics of Cretaceous rocks from Lomonosov Ridge. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2009, 2 (82): 78–84. [In Russian].
24. Krylov A.A. Mechanism of formation of authigenic siderites/rhodochrosites in the Cenozoic sediments of the central part of the Lomonosov Ridge, the Arctic Ocean (based on the materials of the IODP-302 expedition). *Materialy II mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferencii molodykh uchenykh i specialistov pamyati akademika A.P. Karpinskogo*. Proc. of the II International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists of the Memory of Academician A.P. Karpinsky. St. Petersburg: VSEGEI, 2011: 24–25. [In Russian].
25. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*. 2006, 441: 601–605.
26. Tripathi A.K., Eagle R.A., Morton A. et al. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth Planet. Sci. Lett*. 2008, 265: 112–122.
27. Borzenkova I.I. *Изменение климата в Kainozoe*. Climate change in Cenozoic. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992: 248 p. [In Russian].
28. Borzenkova I.I. History of sea ice in the Arctic basin: Lessons from the past for future. *Led i sneg*. Ice and snow. 2016, 56, 2: 221–234. doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234. [In Russian].
29. Polyakova E.I. *Arkticheskie morya Evrazii v pozdnem Kainozoe*. The Arctic seas of Eurasia in

- elevated Pliocene temperatures in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1993. V. 8. P. 161–173. doi:10.1029/93PA00060.
31. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1757–1778.
32. Stein R., Fahl K., Schreck M. et al. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communication*. 2016. V. 7. doi:10.1038/ncomms11148
33. Tremblay L.B., Schmidt G.A., Pfirman S., Newton R., De Repentigny P. Is ice-rafted sediment in a North Pole marine record evidence for perennial sea-ice cover? // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140168. doi:10.1098/rsta.2014.0168.
34. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпицхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Строение и история развития литосферы*. М.: Paulsen, 2010. С. 464–490.
35. Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф., Сергеевко А.И., Дикманн Б., Попп С. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // *Региональная геология и металлогения*. 2007. № 30–31. С. 222–228.
36. Van Simaey S., Brinkhuis H., Pross J. et al. Arctic dinoflagellate migration mark the strongest Oligocene glaciations // *Geology*. 2005. V. 33. P. 709–712.
37. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в циркумарктическом поясе. Сообщение 2. Мел–Палеоген // *Геохимия*. 2015а. № 5. С. 418–438.
38. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в циркумарктическом поясе. Сообщение 3. Миоцен–Плиоцен // *Геохимия*. 2015б. № 11. С. 963–977.
39. Zachos J., Pagain M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. V. 292. P. 686–691.
- the late Cenozoic. Moscow: *Nauchnyi Mir*, 1997: 135 p. [In Russian].
30. Cronin T.M., Whitley R., Wood A., Tsukagoshi A., Ikeya N., Brouwers E.M. Briggs Jr W.M. Microfaunal evidence for elevated Pliocene temperatures in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*. 1993, 8: 161–173. doi:10.1029/93PA00060.
31. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 1757–1778.
32. Stein R., Fahl K., Schreck M. et al. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communication*. 2016, 7. doi:10.1038/ncomms11148.
33. Tremblay L.B., Schmidt G.A., Pfirman S., Newton R., De Repentigny P. Is ice-rafted sediment in a North Pole marine record evidence for perennial sea-ice cover? *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140168. doi:10.1098/rsta.2014.0168.
34. Levitan M.A., Roshchina I.A., Rusakov V.Yu., Syromyatnikov K.V., Spielhagen R. Quaternary sedimentation history of Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean). *Stroenie i istoriia razvitiia litosfery*. Structure and Evolution of the Lithosphere. Moscow: Paulsen, 2010: 464–490. [In Russian].
35. Zigert K., Shtau G., Lemkul A., Sergeenko A.I., Dikmann B., Popp S. Development of the glaciation of the Verkhoyansk Range and its foothills in the Pleistocene: the results of new research. *Regionalnaya geologia i metallogenia*. Regional geology and metallogeny. 2007, 30–31: 222–228. [In Russian].
36. Van Simaey S., Brinkhuis H., Pross J. et al. Arctic dinoflagellate migration mark the strongest Oligocene glaciations. *Geology*. 2005, 33: 709–712.
37. Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N. Mesozoic-Cenozoic sedimentation in the Circum-Arctic Belt. 2. Cretaceous–Paleogene. *Geochemistry International*. 2015а, 5: 411–429. doi: 10.1134/S0016702915050031.
38. Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N. Mesozoic-Cenozoic sedimentation in the Circum-Arctic belt. 3. Miocene–Pliocene. *Geochemistry International*. 2015б, 11: 937–950. doi: 10.1134/S0016702915110038.
39. Zachos J., Pagain M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 2001, 292: 686–691.

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

УДК 629.561.5; 629.54; 656.61

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-200-207

НЕСИММЕТРИЧНОЕ ДВИЖЕНИЕ КРУПНОТОННАЖНЫХ СУДОВ В «УЗКОМ» ЛЕДОВОМ КАНАЛЕ

А.А. ДОБРОДЕЕВ¹, Н.Ю. КЛЕМЕНТЬЕВА¹, К.Е. САЗОНОВ^{1,2}*

¹ — Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия

² — Санкт-Петербургский государственный морской технический университет,
Санкт-Петербург, Россия

**kirsaz@rambler.ru*

A SKEWED MOVEMENT OF LARGE-SIZE SHIPS IN “NARROW” ICE CHANNEL

A.A. DOBRODEEV¹, N.Y. KLEMENTYEVA¹, K.E. SAZONOV^{1,2}*

¹ — Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia

² — St. Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia

**kirsaz@rambler.ru*

Received June, 06, 2018

Accepted July, 04, 2018

Keywords: Arctic, ice channel, ice resistance, large ship, stability.

Summary

This work investigates a previously unknown phenomenon taking place when a large carrier ship moves in a channel made by an icebreaker narrower than the carrier ship. Usually, the studies of these movement conditions assumed the center line of the ship to coincide with the channel axis and the interaction of ship sides with channel edges to be symmetric. However, the observations made in Ice Basin and in real conditions have shown that in most of cases interaction of ship sides with channel edges is not symmetric. The ship moving in the channel breaks ice only with one of her sides, the other side only rubbing against the edge. The numerical assessments of ship position stability in the channel given in this paper made it possible to understand how this interaction becomes asymmetric. The study also yielded ice resistance assessments for a large carrier ship moving along the channel in these asymmetric conditions.

Поступила 06 июня 2018 г.

Принята к печати 04 июля 2018 г.

Ключевые слова: крупнотоннажное судно, ледовое сопротивление, ледовый канал, устойчивость.

Citation: *Dobrodeev A.A., Klementyeva N.Y., Sazonov K.E. A skewed movement of large-size ships in “narrow” ice channel. Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 200–207. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-200-207.*

В работе описан ранее неизвестный эффект нарушения симметрии движения крупнотоннажного судна в канале, проложенном ледоколом, ширина которого меньше ширины проводимого судна. Выполнены численные оценки устойчивости положения судна в канале, результаты которых позволили объяснить механизм нарушения симметрии. Выполнены приближенные оценки ледового сопротивления крупнотоннажного судна при несимметричном движении по каналу, показавшие повышенную эффективность такого движения по сравнению с симметричным случаем.

ВВЕДЕНИЕ

Отличительной чертой современного этапа развития мореплавания в арктических морях РФ является все более широкое использование крупнотоннажных судов при проведении транспортных операций. В ближайшем будущем планируется увеличение доли использования крупнотоннажных судов в Арктике в основном для обеспечения вывоза углеводородов из районов их добычи. Сейчас активно обсуждается вопрос о возможности вывоза сжиженного газа не только в западном направлении, но и в восточном [1]. Причем при рассмотрении различных транспортных систем, ориентированных на восток, особое внимание уделяется необходимости обеспечения высоких средних скоростей движения по трассе [2].

Возможность вывоза углеводородного сырья на восток влечет за собой изменения в требованиях, предъявляемых к крупнотоннажному судну. При создании таких судов, ориентированных на транспортные операции из Карского моря в западном направлении, основной упор делался на обеспечение возможности самостоятельного плавания крупнотоннажного судна во льдах без использования ледокольной поддержки. Поэтому новые крупнотоннажные газовозы типа «Кристоф де Маржери» построены исходя из концепции судов «двойного действия», которая предполагает активное движение судна во льдах кормой вперед. Ориентация на самостоятельное плавание возможна лишь при плавании в западном секторе Арктики, при движении в восточном направлении без ледокольной поддержки не обойтись. Поэтому вопросы проводки крупнотоннажных судов ледоколами являются весьма актуальными.

ТАКТИКА ПРОВОДКИ КРУПНОТОННАЖНЫХ СУДОВ ЛЕДОКОЛАМИ

В настоящее время используется две тактики проводки крупнотоннажных судов ледоколами: двумя или одним. Наиболее эффективной является проводка двумя ледоколами, которые могут создать широкий канал, превышающий ширину проводимого судна. При движении по такому каналу у судна практически не возникает никаких затруднений, несмотря на ряд отличий от ранее применявшейся тактики (наличие в канале крупнобитого льда, необходимость взаимодействия ледоколов при прокладке широкого канала и т.п. [3]). Основным недостатком этого тактического приема является его высокая стоимость из-за использования двух ледоколов, а также практическая невозможность применения при существенном увеличении грузопотока, связанная с отсутствием необходимого числа ледоколов.

Поэтому в современной практике часто используется проводка крупнотоннажного судна одним ледоколом. В этом случае судно вынуждено двигаться по «узкому» ледовому каналу, ширина которого меньше его ширины. Двигаясь по такому каналу, судно вынуждено доламывать его кромки бортами. При теоретическом рассмотрении такого сценария проводки крупнотоннажного судна ледоколом обычно предполагается, что проводимое судно располагается таким образом, чтобы его диаметральная



Рис. 1. Проводка танкера «Пропонтис» атомным ледоколом типа «Таймыр» [4]

Fig. 1. Pilotage of Propontistanker by a Taimyr-class nuclear icebreaker [4]

плоскость совпадала с осью канала (см., например, [3]). При этом наблюдается симметрия взаимодействия бортов с кромками ледового канала.

Во время проведения экспериментальных исследований в ледовом бассейне Крыловского центра с целью возможности увеличения скорости движения крупнотоннажных судов, которые проводятся различными ледоколами, был обнаружен неожиданный результат. При проведении опытов самоходные модели судов при движении по каналу, проложенному моделью ледокола, стремились расположиться в нем так, чтобы симметрия взаимодействия бортов была нарушена. В большинстве экспериментов диаметральной плоскости модели судна смещалась на некоторую величина от оси канала, при этом один из бортов модели разрушал кромку, а другой терся о противоположную кромку, не разрушая ее. По сообщениям капитанов атомных ледоколов, аналогичный эффект наблюдается и при проводках крупнотоннажных судов в Арктике, подтверждением этому служит фотография (рис. 1), заимствованная из работы [4]. На этой фотографии хорошо видно, что крупнотоннажный танкер движется по каналу, проложенному атомным ледоколом «Таймыр», со смещением от его оси и разрушает кромку льда только одним бортом. Можно предположить, что такой режим движения может реализовываться только при выполнении условия $B_c \geq 0,5B_s$, где B_s — ширина судна, B_c — ширина ледового канала, для различных толщин льда. При нарушении этого неравенства в несимметричной ситуации с кромкой канала будут взаимодействовать оба борта судна, что приводит к невозможности реализации такого движения.

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОГО ПОЛОЖЕНИЯ КРУПНОТОННАЖНОГО СУДНА В «УЗКОМ» КАНАЛЕ

Для выяснения причин, вызывающих нарушение симметрии движения крупнотоннажного судна в «узком» канале, была осуществлена численная оценка. Для ее выполнения использовались простые математические модели: метод расчета ледового сопротивления судна Б.П. Ионова [5] и коэффициенты Ю.А. Шиманского [6]. Полуэмпирический метод Б.П. Ионова позволяет легко учесть при расчете ледового сопротивления

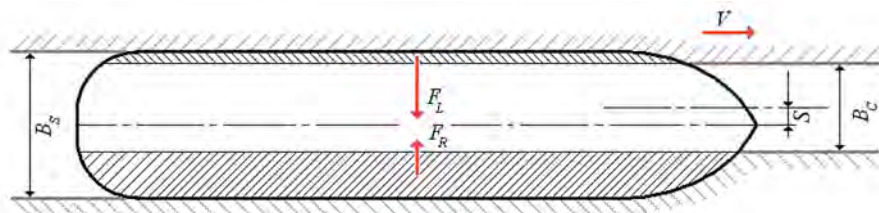


Рис. 2. Расчетная схема задачи

Fig. 2. Calculation layout of the problem

наличие ледового канала, а также смещение судна относительно его оси. Коэффициенты Ю.А. Шиманского, рассчитываемые по теоретическому чертежу судна, дают возможность по вычисленной силе ледового сопротивления определить величину боковой силы.

Приводимые ниже результаты расчетов были получены для гипотетического крупнотоннажного судна длиной по ватерлинии 240 м, длиной цилиндрической вставки 140 м и шириной 50 м. У рассматриваемого судна наклон бортов в районе расположения цилиндрической вставки отсутствовал. Расчеты проводились при варьировании ширины ледового канала, проложенного ледоколом. Скорость движения судна во всех расчетах принималась постоянной и составляла 3 узла. В ходе их выполнения определялись ледовое сопротивление и суммарная боковая сила, представляющая собой разность между поперечными силами, возникающими на левом и правом бортах судна. Расчетная схема, в соответствии с которой рассчитывались силовые параметры движения судна при заданном смещении S диаметральной плоскости s от оси канала в сторону правого борта, для одного из возможных положений крупнотоннажного судна в «узком» канале представлена на рис. 2.

На приводимых ниже графиках (рис. 3) представлена величина суммарной боковой силы, отнесенная к величине ледового сопротивления судна при движении по ледовому каналу в симметричном положении. Относительные величины выбраны для простоты анализа, т.к. в данной работе основной задачей является выяснение причин, приводящих к нарушению симметрии движения судна по каналу.

Анализ данных, приведенных на рис. 3, позволяет следующим образом описать механизм нарушения симметрии движения крупнотоннажного судна по «узкому» каналу. Симметричное движение является устойчивым. Об этом свидетельствуют результаты расчета при малых смещениях диаметральной плоскости от оси канала (рис. 3б). При таких смещениях возникает восстанавливающая сила, которая препятствует дальнейшему нарастанию возмущений. Однако эта сила реализуется только при небольших смещениях. При возникновении большего смещения, например, из-за локального изменения толщины льда и/или его прочностных свойств, судно попадает в зону действия возмущающей силы (рис. 3а), которая увеличивается при дальнейшем увеличении смещения. Такое положение судна будет неустойчивым, смещение увеличивается, и судно очень быстро занимает несимметричное положение в канале. В этом положении суммарная боковая сила равна нулю. Несимметричное положение судна является устойчивым, причем для вывода судна из этого положения необходимо прикладывать довольно большие усилия.

Описанная выше ситуация возможна, если выполняется условие, при котором ледовое сопротивление входящего в лед правого борта судна оказывается ниже ледового сопротивления выходящего из льда левого борта. Сформулированное условие

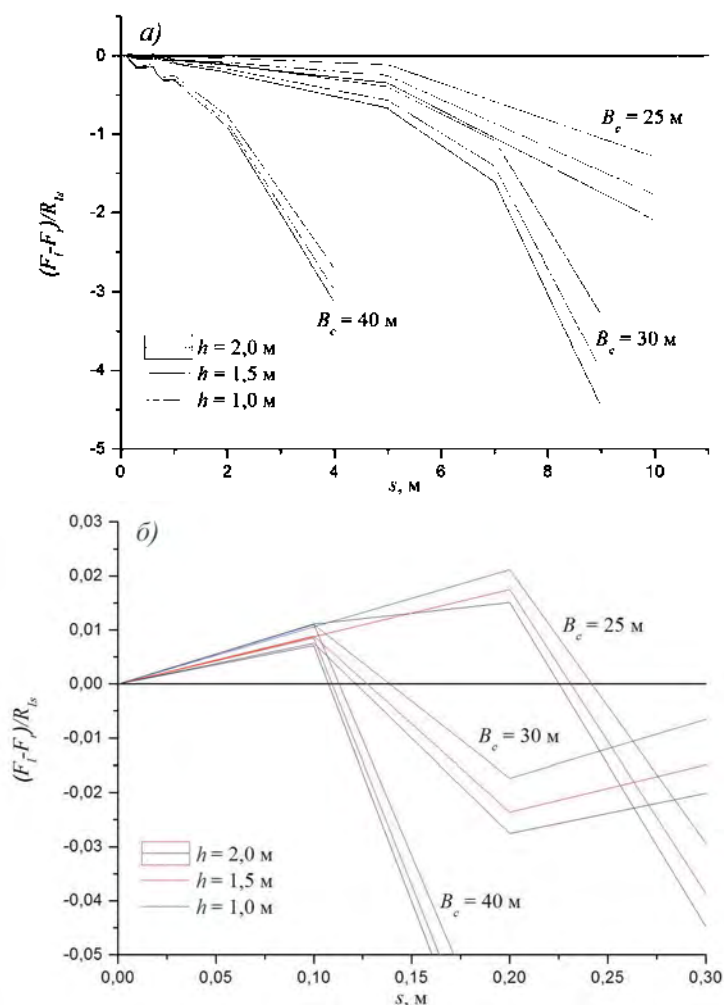


Рис. 3. Зависимость относительной суммарной боковой силы от смещения диаметральной плоскости судна от оси канала, ширины канала и толщины льда.

a — полный вид зависимости; *б* — начальный участок зависимости при малых смещениях

Fig. 3. Relative total side force versus ship CL shift from the channel axis, channel width and ice thickness.

a — complete curve; *б* — initial part of the curve at small shifts

выглядит довольно парадоксальным, тем не менее такая возможность легко может реализоваться у крупнотоннажных судов, имеющих прямостенные борта в районе цилиндрической вставки. При заданных главных размерениях судна его ледовое сопротивление зависит от формы носовой оконечности, которая характеризуется углами наклона ватерлинии, теоретических шпангоутов и батоксов. У большинства крупнотоннажных судов переход от носового заострения к цилиндрической вставке характеризуется очень малыми значениями углов наклона ватерлинии и шпангоутов. Если судно взаимодействует с ледяным покровом этими участками борта, то ледовое

сопротивление возрастает. Смещение же начала взаимодействия со льдом в сторону форштевня заметно улучшает ледокольные способности судна. Из приведенных рассуждений следует, что вполне может существовать такая форма корпуса крупнотоннажного судна, для которой описанный выше эффект не будет проявляться. Возможно, эффект будет отсутствовать у судов, цилиндрическая вставка которых имеет наклон борта 10 и более градусов.

Данные рис. 3 дают возможность проанализировать влияние на проявление эффекта нарушения симметрии таких факторов, как ширина канала и толщина льда. Можно констатировать, что эти факторы не оказывают заметного влияния. При уменьшении ширины канала процесс смены положения судна в канале происходит медленнее, что связано со скоростью возрастания суммарной поперечной силы, которая при небольших смещениях изменяется относительно медленно. При уменьшении ширины канала происходит также некоторое увеличение зоны действия восстанавливающей силы, приводящее к увеличению устойчивости симметричного движения. Указанные особенности также связаны с формой носовой оконечности судна. При уменьшенной ширине канала корпус судна вначале взаимодействует с кромками участками бортов, которые обладают достаточной ледокольной способностью. Толщина льда не влияет на характер сохранения и потери устойчивости положения судна в канале. Она лишь приводит к незначительному увеличению суммарной поперечной силы.

СОПРОТИВЛЕНИЕ КРУПНОТОННАЖНОГО СУДНА ПРИ НЕСИММЕТРИЧНОМ ДВИЖЕНИИ ПО КАНАЛУ

Приближенный расчет ледового сопротивления судна при несимметричном движении по «узкому» каналу можно также выполнить с использованием формулы Б.П. Ионова. Для этого необходимо определить сопротивление некоторого условного корпуса, который может быть получен модификацией исходного корпуса. Для этого из общей ширины судна вычитается ширина ледового канала $B_s - B_c$. Полученная величина задает ординату точки ватерлинии, в которой борт судна начинает взаимодействовать с кромкой канала при несимметричном движении. Эта точка считается носовой точкой для модифицированного корпуса. Для модифицированного корпуса углы наклона ватерлинии к диаметральной плоскости и наклона шпангоутов сохраняют свои значения, они используются как для расчета сопротивления, так и для нахождения коэффициента Шиманского. Ширина модифицированного корпуса равна $B' = B_s - 2Y_c$. Длина носового заострения L'_m модифицированного корпуса определяется по формуле:

$$L'_m = X_c - L_{pm}/2,$$

где L_{pm} — длина цилиндрической вставки исходного корпуса; X_c , Y_c — абсцисса и ордината точки ватерлинии, в которой борт судна начинает взаимодействовать с кромкой канала при несимметричном движении.

Ледовое сопротивление модифицированного корпуса рассчитывается по методу Б.П. Ионова с исходными данными, которые были определены выше. Результаты расчетов делятся на 2, т.к. разрушение льда происходит только одним бортом. На другой борт крупнотоннажного судна действует сила трения о кромку ледового канала. Она может быть определена с помощью коэффициента Шиманского. Итоговая формула для расчета сопротивления крупнотоннажного судна при несимметричном движении по ледовому каналу может быть записана следующим образом:

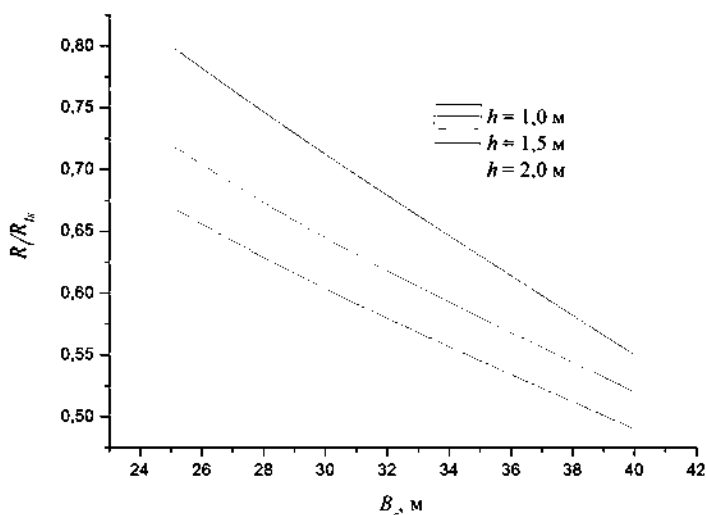


Рис. 4. Зависимость относительного сопротивления судна от ширины канала при несимметричном движении

Fig. 4 Relative resistance of asymmetrically moving ship versus channel width

$$R_I = (R_{m1}/2)(1 + f_{ld}\eta_{m2}),$$

где R_I — ледовое сопротивление модифицированного с учетом несимметричного движения по каналу корпуса; f_{ld} — коэффициент трения льда об обшивку корпуса судна; η_{m2} — коэффициент Шиманского для модифицированного корпуса.

По приведенной выше формуле были выполнены расчеты, результаты которых приведены на рис. 4. в виде зависимости отношения сопротивления при несимметричном движении R_I к сопротивлению в симметричном случае R_{Is} .

Результаты расчета показывают, что несимметричное движение крупнотоннажного судна по «узкому» каналу происходит при меньшем уровне ледового сопротивления, чем симметричное движение. Причем эффект увеличивается по мере возрастания толщины преодолеваемого льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе дано объяснение эффекту нарушения симметрии при движении крупнотоннажного судна по «узкому» ледовому каналу. На основании результатов оценочных расчетов было показано, что симметричное движение обладает устойчивостью, которая тем не менее может быть достаточно легко нарушена действием различных внешних факторов, таких как локальные изменения толщины и прочностных свойств преодолеваемого льда. Действие этих факторов может привести к самопроизвольному смещению диаметральной плоскости судна относительно оси канала. Если это смещение превысит некоторую величину, то положение судна в канале становится неустойчивым и оно переходит в другое устойчивое положение, при котором один борт судна разрушает кромку канала, а другой трется о противоположную кромку. Возможность такого перехода из одного устойчивого положения в другое определяется особенностями формы корпуса крупнотоннажного судна в районе носового заострения и цилиндрической вставки.

Выполненные оценки ледового сопротивления судна при несимметричном режиме движения показали, что такой режим является более выгодным. Ледовое сопротивление может снижаться на величину до 50 % по отношению к симметричному движению в зависимости от толщины преодолеваемого льда и ширины ледового канала.

Описанный в работе эффект нарушения симметрии движения необходимо учитывать при планировании транспортных операций по проводке крупнотоннажных судов ледоколами. С одной стороны, снижение ледового сопротивления при несимметричном движении позволяет увеличить скорость проводки судна. С другой стороны, снижение сопротивления увеличивает тормозной путь судна, что может привести к аварийным ситуациям. По мнению авторов, описанный эффект должен быть более детально исследован в дальнейшем.

Благодарности. Авторы выражают благодарность руководству ФГУП «Атомфлот» за стимуляцию исследовательских работ по обеспечению проводки крупнотоннажных судов ледоколами. Исследование выполнено при частичном финансировании Российским научным фондом (проект № 17-79-20162).

Acknowledgements. The authors are grateful to the management of FSUE Atomflot for encouragement of research studies on icebreaker-assisted operation of large-size vessels in Arctic waters. The research was partly supported by RSF (project No.17-79-20162).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рукша В.В., Головинский С.А., Белкин М.С. Ледокольное обеспечение крупнейших национальных углеводородных проектов // Арктика: экология и экономика. 2016. № 4 (24). С. 109–113.
2. Пустошный А.В., Сазонов К.Е. Проблемы, связанные с увеличением скорости круглогодичной работы крупнотоннажных транспортных судов в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2017. № 3 (27). С. 103–110. doi: 10.25283/2223-4594-2017-3-103-110.
3. Сазонов К.Е., Добродеев А.А. Ледовая ходкость крупнотоннажных судов. СПб.: ФГУП «Крыловский государственный научный центр», 2017. 122 с.
4. Рукша В.В., Белкин М.С., Смирнов А.А., Арутюнян В.Г. Структура и динамика грузоперевозок по Северному морскому пути: история, настоящее и перспективы // Арктика: экология и экономика. 2015. № 4 (20). С. 104–110.
5. Ионов Б.П., Грамузов Е.М. Ледовая ходкость судов. СПб.: Судостроение, 2001. 512 с.; 2-е изд. СПб.: Судостроение. 2013. 504 с.
6. Каштелян В.И., Рывлин А.Я., Фаддеев О.В., Ягодкин В.Я. Ледоколы. Л.: Судостроение, 1972, 286 с.

REFERENCES

1. Ruksha V.V., Golovinsky S.A., Belkin M.S. Icebreaker support for the largest national Arctic hydrocarbon projects. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2016, 4 (24): 109–113. [In Russian].
2. Pustoshny A.V., Sazonov K.E. Issues related to raising the speeds of heavy-tonnage cargo vessels during year-round Arctic operations. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2017, 3 (27): 103–110. doi: 10.25283/2223-4594-2017-3-103-110. [In Russian].
3. Sazonov K.E., Dobrodeev A.A. *Ledovaya khodkost krupnotonnagnykh sudov*. Propulsion performance in ice of large-size vessels. St. Petersburg: FGUP “Krylovskiy gosudarsyvennyi nauchnyy centr”, 2017: 122 p. [In Russian].
4. Ruksha V.V., Belkin M.S., Smirnov A.A., Arutyunyan V.G. Structure and dynamics of cargo transportation along the Northern Sea Route: the history, present and prospects. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2015, 4 (20): 104–110. [In Russian].
5. Ionov B.P., Gramuzov E.M. *Ledovaya khodkost sudov*. Propulsion performance in ice of vessels. St. Petersburg: Sudostroenie 2001, 512 p.; 2nd edition. St. Petersburg: Sudostroenie, 2013: 504 p. [In Russian].
6. Kachtelyan V.I., Ryvlin A.Ya., Faddeev O.V., Yagodkin V.Ya. *Ledokoly*. Icebreakers. Leningrad: Sudostroenie, 1972: 286 p. [In Russian].

УДК 551.468

DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-208-221

О НЕКОТОРЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ ОЦЕНКАХ ПАРАМЕТРОВ НЕФТЯНОГО РАЗЛИВА В МОРЕ

С.Н. ЗАЦЕПА¹*, А.А. ИВЧЕНКО¹, В.В. СОЛБАКОВ², В.В. СТАНОВОЙ³

¹ — Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия

² — ФИЦ «Информатика и управление» РАН, Москва, Россия

³ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*zatsepa@gmail.com

SOME ENGINEERING ESTIMATIONS OF OIL SPILL PARAMETERS IN THE MARINE ENVIRONMENT

S.N. ZATSEPA¹*, A.A. IVCHENKO¹, V.V. SOLBAKOV², V.V. STANOVY³

¹ — Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

² — FIC «Information and Management» RAS, Moscow, Russia

³ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*zatsepa@gmail.com

Received November, 13, 2017

Accepted April, 20, 2018

Keywords: mathematical modelling, oil spills, slick parameters.

Summary

Estimation of the oil spill size at continuous spills on the moving sea surface or on the drifting ice field is the actual practical problem. Engineering estimation means the reduction of the hydrodynamic equations system to the balance of only two main forces that cause movement and resistance of the oil flow. From the simplified problem statement some practical relations were obtained for estimating the size of spill, including continuous oil spill with surface water currents presence, for spill onto porous snow-ice cover and onto the drifting ice cover. The obtained estimations can be used in more complicated models of oil spill transformation in the marine environment, primarily in the Arctic zone, and give basis for development of adequate responses on oil spills. The comparison of the obtained estimates with the self-similar solutions of the corresponding equations of motion of the spreading substance shows a satisfactory fit.

Поступила 13 ноября 2017 г.

Принята к печати 20 апреля 2018 г.

Ключевые слова: математическое моделирование, параметры пятна, разливы нефти.

Citation: Zatsepa S.N., Ivchenko A.A., Solbakov V.V., Stanovoy V.V. Some engineering estimations of oil spill parameters in the marine environment. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 208–221. [In Russian]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-208-221.

При решении многих практических задач часто бывает необходимо быстро оценить размеры нефтяного пятна, т.е. получить инженерную оценку. Инженерная оценка размеров нефтяного пятна получается при рассмотрении упрощенной постановки задачи, сведенной к балансу основных действующих сил. Из упрощенной постановки задачи в настоящей статье были получены практические соотношения для оценивания размеров разлива при продолжительном сбросе нефти на движущуюся морскую поверхность и на дрейфующий ледяной покров с учетом фильтрации в пористую среду. Полученные оценки могут быть использованы в более сложных моделях трансформации нефтяного разлива в морской среде, в первую очередь в Арктической зоне, и дают основания для разработки адекватных мер реагирования на разливы. Сравнение полученных оценок параметров разлива с автомодельными и численными решениями задач показало удовлетворительное соответствие.

ВВЕДЕНИЕ

Широко распространенным подходом при оценках размеров нефтяного пятна на поверхности моря является упрощение математической постановки задачи о растекании, когда предполагается баланс силы сопротивления движению нефти и преобладающей из вызывающих движение сил [1–3]. В ряде работ [4, 5] отмечается, что выделение из всех факторов, отвечающих за растекание, «двух основных» является грубым приближением. Однако соотношения Фэя для оценки размеров области нефтяного загрязнения, предложенные около полувека назад, оказались одним из наиболее простых способов расчета параметров разлива нефти и по этой причине востребованы в практических задачах.

Гравитационно-вязкий режим течения для растекания нефтяного пятна по спокойной поверхности воды, по Фэю, складывается из баланса сил гравитации и вязкого трения на границе нефть–вода. Принимая во внимание, что нефть растекается по верхнему турбулизированному слою океана, а размеры нефтяного слика часто составляют сотни и тысячи метров, модель трения на границе раздела нефть–вода в виде стационарного пограничного слоя с логарифмическим профилем разности скоростей представляется более реалистичной. В работе [6] обращено внимание на то, что при растекании в естественных условиях и значительных размерах разливов силу трения нефти о воду можно представить как пропорциональную разности локальных скоростей нефти и воды, в отличие от ставших классическими работ [1, 3], где трение между нефтью и водой принималось на основе теории ламинарного пограничного слоя.

Так или иначе, выбор модели трения при растекании нефти по поверхности моря остается вопросом, не имеющим на сегодняшний день строгого решения. Заметим, что аналитические решения могут быть найдены далеко не для всех практически важных сценариев сброса нефти. С другой стороны, даже успешные попытки нахождения аналитических решений для одномерных или осесимметричных вариантов растекания сопряжены с целым рядом предположений, например, о модели трения на границе раздела нефть–вода или об относительной важности тех или иных факторов, влияющих на течение нефти. В итоге ценность аналитических решений применительно к реальным разливам нефти в море может быть поставлена под сомнение.

В статье рассмотрены несколько практически важных случаев распространения нефти по поверхности моря, для которых к настоящему времени нет готовых математических решений. Предлагаемый подход к оцениванию параметров нефтяного разлива применен к задаче о растекании нефти или нефтепродуктов по пористой поверхности льда или снега. Получены некоторые полезные функциональные зави-

симости на основании оценивания основных действующих сил через размерные параметры задачи и геометрические характеристики разлива. Изложенный ниже подход авторы предлагают использовать в качестве предварительных оценок геометрических размеров области нефтяного загрязнения. На первом этапе, для простоты анализа рассматриваемых задач, было сделано предположение, что изменением массы растекающейся субстанции за счет испарения и изменением физических параметров растекающейся субстанции, таких как плотность и вязкость, можно пренебречь. Таким образом, можно считать, что оценки, полученные ниже, относятся к так называемым консервативным оценкам, т.е. полученным с запасом, или максимальным.

Адекватное планирование первоочередных мер защиты морской среды и побережий, в особенности в Арктической зоне, невозможно без анализа вероятных сценариев распространения нефтяных разливов. Оценка возможных масштабов разливов в различных гидрометеорологических ситуациях, включая попадание нефти на движущийся или неподвижный ледяной покров, представляет существенную часть при анализе риска распространения разливов.

РАСТЕКАНИЕ НА ПОСТОЯННОМ ТЕЧЕНИИ С ПОСТОЯННОЙ ИНТЕНСИВНОСТЬЮ

Распространение нефти, попавшей на поверхность моря, определяется процессами переноса поверхностными течениями и растеканием за счет сил плавучести. Течение также является причиной формирования вытянутой протяженной формы пятна поверхностного загрязнения. Можно предположить, что в основной части области загрязнения, исключая «голову» и «хвост» протяженного разлива, показанных серым цветом на рис. 1, растекание будет проходить лишь в направлении, перпендикулярном переносу нефти течением.

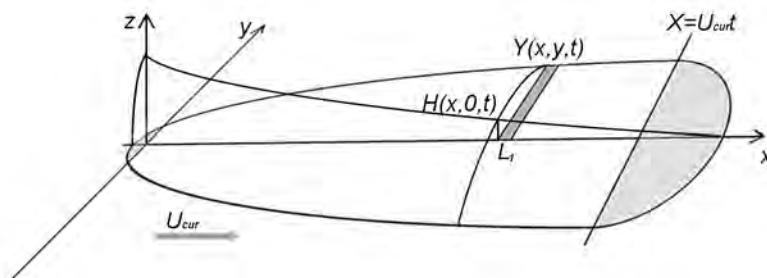


Рис. 1. Схематизация разлива нефти на течении

Fig. 1. Scheme of the oil spill with surface water current

Пусть нефть или нефтепродукт поступает с постоянной интенсивностью Q на поверхность воды, движущейся относительно неподвижного источника сброса нефти со скоростью U_{cur} . Выберем систему координат таким образом, чтобы источник находился в начале координат, ось Ox направлена вдоль скорости поверхностного течения, а ось Oy в перпендикулярном направлении, x, y — декартовы координаты.

Пусть объем нефти V_1 за время t_1 выливается на поверхность моря в количестве Qt_1 . При этом в направлении основного течения такой элементарный объем нефти будет иметь размер (ширина полосы) $L_1 = U_{cur} t_1$. Если предположить, что трение на границе нефть–вода при растекании по поверхности моря пропорционально

локальной разнице скоростей в степени p , то уравнения движения растекающейся по поверхности воды нефти запишутся в виде:

– баланс силы плавучести и силы трения в направлении OY

$$\rho_{oil} g' H \frac{\partial H}{\partial y} = -\beta u^p, \quad (1.1a)$$

– баланс массы нефти в каждом элементе выделенной полосы

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \text{div}(Hu) = 0, \quad (1.1б)$$

– интегральный баланс нефти в полосе

$$L_1 \int_0^Y H(x, y, t) dy = \frac{1}{2} V_1, \quad (1.1в)$$

где $g' = g(\rho_w - \rho_{oil})/\rho_{oil}$ — редуцированное ускорение силы тяжести, ρ_{oil} и ρ_w — плотность нефти и воды соответственно, H — толщина нефти в полосе, β — эмпирический коэффициент, при $p = 1$, согласно [6] численно равный $3 \cdot 10^{-3}$ [кг/м²/с], u — скорость растекания в направлении Ox .

Учитывая, что объем нефти в полосе $V_1 \approx 2L_1 H Y$, то для левой части соотношения (1.1a) применима оценка

$$\rho_{oil} g' H \frac{\partial H}{\partial y} \approx \rho_{oil} g' \frac{(V_1)^2}{4Y^3 (L_1)^2}, \quad (1.2)$$

где Y — характерный масштаб (размер) разлива в направлении, перпендикулярном течению.

Если нефтяной разлив переносится течением со скоростью U_{cur} и увеличивается в поперечном течении направлении за счет растекания, тогда оценка напряжения трения на границе нефть–вода будет определяться только разностью u -компонент скорости движения нефти и воды

$$\beta u^p \approx \beta (Y/t)^p. \quad (1.3)$$

Объединяя (1.2), (1.3) и учитывая оценку $t = X/U_{cur}$, получим

$$Y^{p+3} = \rho_{oil} g' Q^2 / (\beta U^2) t^p = \underbrace{\frac{1}{4} \rho_{oil} g' Q^2 / (\beta U^{2+p})}_k X^p = k X^p, \quad (1.4)$$

где X — расстояние, на которое разлив распространится благодаря переносу под действием постоянного течения со скоростью U_{cur} . В (1.4) мы объединили в группу произведение размерных параметров задачи и обозначили его как k . Из (1.4) следует

$$Y(t) = k^{\frac{1}{p+3}} X^{\frac{p}{p+3}} = \underbrace{\left(\frac{1}{4}\right)^{\frac{1}{p+3}}}_{\delta_0} \left[\rho_{oil} g' Q^2 / (\beta U^2) \right]^{\frac{1}{p+3}} t^{\frac{p}{p+3}}. \quad (1.5)$$

Таким образом, рост размеров пятна в направлении, перпендикулярном скорости основного течения, будет изменяться по степенному закону, а площадь пятна $A(t)$ определится как

$$A(t) \approx 2 \int_0^X Y(x) dx = 2 \frac{2p+3}{p+3} \left(\frac{1}{4}\right)^{\frac{1}{p+3}} \left[\rho_{oil} g' Q^2 / (\beta) \right]^{\frac{1}{p+3}} U^{\frac{p+1}{p+3}} t^{\frac{2p+3}{p+3}}. \quad (1.6)$$

Приближенное равенство при оценке площади разлива связано с возможной недооценкой площади за счет растекания, происходящего в «голове» и «хвосте» разлива в направлении основного течения.

Таким образом, при «линейном» трении нефти о воду, при $p = 1$, зависимость площади разлива от времени и скорости течения выразится как

$$A(t) \propto \begin{cases} U^{1/2} t^{5/4} & \text{при } p = 1; \\ U^{3/5} t^{7/5} & \text{при } p = 2. \end{cases} \quad (1.7)$$

При линейной зависимости трения от разности скоростей нефть–вода рост площади пятна $A(t)$ определится зависимостью $A \sim t^{5/4}$, а при квадратичной зависимости чуть быстрее, по закону $A \sim t^{7/5}$, что объяснимо, так как при малых разностях скоростей нефть–вода в случае квадратичного трения растекание будет проходить быстрее.

Отметим, что согласно приведенным выше формулам отношение площадей пятна при разных скоростях течения приближенно равно корню из отношения скоростей течения.

Сравним полученную оценку с автомодельным решением для системы уравнений (1.1а) — (1.1б). Если автомодельное решение существует, то форма растекающегося пятна будет сохраняться и можно записать закон сохранения объема (массы) нефти в полосе шириной L_1 в направлении, перпендикулярном направлению основного потока, как

$$V_1 = 2s \cdot H(x, 0, t) Y(x, t) L_1, \quad (1.8)$$

где $H(x, 0, t)$ — толщина нефти на оси разлива (ось ориентирована по направлению течения), $Y(x, t)$ — расстояние (полуширина) от оси разлива до внешнего края пятна в направлении, перпендикулярном к оси, s — коэффициент формы, который будет определен ниже. Автомодельная форма пятна может сохраняться, когда скорость растекания в направлении, перпендикулярном скорости течения U_{cur} , изменяется как

$$u(x, y, t) = \frac{y}{Y(x, t)} \dot{Y}(x, t), \quad (1.9)$$

где точкой над Y обозначена производная по времени.

Если профиль толщины пятна будет соответствовать распределению

$$H(x, y, t) = H_0(x, 0, t) \sqrt{1 - \left(\frac{y}{Y(x, t)} \right)^{p+1}}, \quad (1.10)$$

тогда соотношение между объемом нефти в полосе, толщиной пятна на оси разлива и полушириной пятна выразится соотношением:

$$\begin{aligned} V_1 &= 2L_1 H_0(x, 0, t) \int_0^{Y(x,t)} \left(1 - \left(\frac{y}{Y(x, t)} \right)^{p+1} \right)^{\frac{1}{2}} dy = \\ &= 2L_1 H_0(x, 0, t) Y(x, t) \underbrace{\frac{1}{p+1} B\left(\frac{1}{p+1}, \frac{3}{2} \right)}_s, \end{aligned} \quad (1.11)$$

где B — бета-функция от соответствующих аргументов, через s обозначен коэффициент формы в разливе, для которого из (1.11) есть численная оценка:

$$s = \begin{cases} 0,79; & p = 1, \\ 0,82; & p = 3/2, \\ 0,84; & p = 2. \end{cases} \quad (1.12)$$

Подставляя (1.9) и (1.10) в (1.1а), получим

$$\frac{\rho_{oil} g'}{2\beta} H_0^2 \frac{1}{(p+1)Y(x,t)} = \dot{Y}(x,t). \quad (1.13)$$

Выразив $H(0,t)$ из (1.11) и

$$\frac{\rho_{oil} g'}{2\beta} \left[\frac{1}{s} \frac{V_1}{4Y(x,t)L_1} \right]^2 \frac{1}{(p+1)Y(x,t)} = \dot{Y}(x,t), \quad (1.14)$$

в итоге получим нелинейное дифференциальное уравнение относительно Y

$$Y^3 \dot{Y}^p = \underbrace{\frac{1}{4s^2} \frac{1}{(p+1)} \frac{\rho_{oil} g'}{2\beta L_1^2} V_1^2}_a. \quad (1.15)$$

Обозначим не зависящий от времени коэффициент в правой части как α и будем искать решение (1.15) в виде

$$Y(t) = k_1 t^{\gamma_1}. \quad (1.16)$$

Подстановкой (1.16) в (1.15) определим коэффициент a

$$a = k_1^3 t^{3\gamma_1} k_1^p \gamma_1^p t^{p(\gamma_1-1)}. \quad (1.17)$$

Поскольку левая часть (1.17) не зависит от t ,

$$\gamma_1 = \frac{p}{3+p}. \quad (1.18)$$

Коэффициент k_1 в (1.16) определится из (1.17) как

$$k_1 = \underbrace{\left[\frac{p+3}{p} \right]^{\frac{p}{3+p}} \left[\frac{1}{8s^2(p+1)} \right]^{\frac{1}{p+3}} \left[\frac{\rho_{oil} g' V_1^2}{\beta L_1^2} \right]^{\frac{1}{p+3}}}_{\delta} = \delta \left[\frac{\rho_{oil} g' Q^2}{\beta U^2} \right]^{\frac{1}{p+3}}, \quad (1.19)$$

зависимость поперечного размера пятна $Y(t)$ от времени выразится как

$$Y(t) = \underbrace{\left[\frac{p+3}{p} \right]^{\frac{p}{3+p}} \left[\frac{1}{8s^2(p+1)} \right]^{\frac{1}{p+3}} \left[\frac{\rho_{oil} g' Q_1^2}{\beta U^2} \right]^{\frac{1}{p+3}}}_{\delta} t^{\frac{p}{p+3}}, \quad (1.20)$$

а соответствующее выражение для площади пятна

$$A(t) \approx 2 \frac{2p+3}{p+3} \underbrace{\left[\frac{p+3}{p} \right]^{\frac{p}{3+p}} \left[\frac{1}{8s^2(p+1)} \right]^{\frac{1}{p+3}}}_{\delta} \left[\rho_{oil} g' Q^2 / \beta \right]^{\frac{1}{p+3}} U^{\frac{p+1}{p+3}} t^{\frac{2p+3}{p+3}}. \quad (1.21)$$

Таким образом, автомодельное решение (1.20) системы уравнений (1.1а — 1.1б) отличается от оценки (1.4) значениями коэффициентов δ и δ_0 .

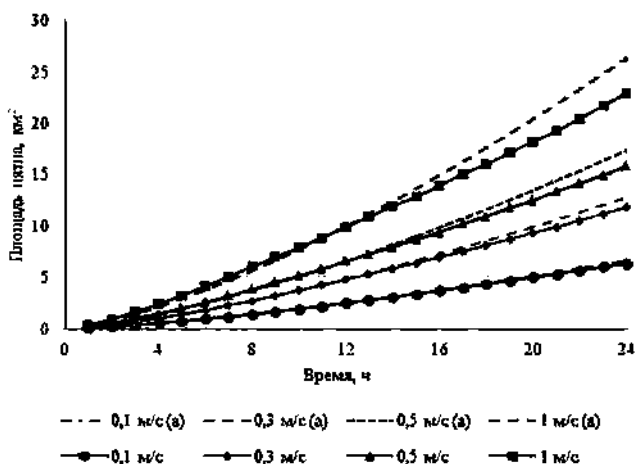


Рис. 2. Сравнение численного расчета площади пятна и аналитического решения по (1.21) при разных скоростях течения. Штриховыми линиями (а) показаны расчеты по формуле (1.21)

Fig. 2. Comparison of numerical calculation of the slick area and analytic solutions with (1.21) at the different current velocities. Stroked lines (a) are results with (1.21)

$$\delta = \begin{cases} 0,80; & p = 1, \\ 0,81; & p = 3/2, \\ 0,82; & p = 2. \end{cases} \quad \delta_0 = \begin{cases} 0,71; & p = 1, \\ 0,73; & p = 3/2, \\ 0,76; & \dots p = 2. \end{cases}$$

Сравним полученное выше автомодельное решение с численным расчетом задачи о растекании в двумерной постановке в диапазоне скоростей течения 0,1–1 м/с (рис. 2). Мощность источника 74 т/ч, плотность нефти 850 кг/м³. Для расчета была использована модель SPILLMOD [8].

На больших временах численное решение задачи несколько меньше аналитического, что объясняется погрешностью расчета градиентов толщины в пятне при существенном изменении геометрии разлива. Так, за сутки при скорости течения 1 м/с пятно вытягивается на 86,4 км, при том, что поперечный размер остается в пределах сотен метров. Полученный результат свидетельствует, что сделанные предположения о возможности использования одномерного приближения для оценки параметров пятна допустимы.

РАСТЕКАНИЕ С ПОСТОЯННОЙ ИНТЕНСИВНОСТЬЮ В ОТСУТСТВИЕ ТЕЧЕНИЙ

Рассмотрим важный случай растекания на поверхности воды, когда источник сброса обеспечивает поступление нефти на поверхность с постоянной интенсивностью Q_0 . При отсутствии течений можно полагать, что растекание будет осесимметричным.

Баланс сил гравитации и трения запишется как

$$\rho_{oil} g' H \frac{\partial H}{\partial r} = -\beta u^p. \quad (2.1)$$

Принимая во внимание соотношение между объемом нефти на поверхности V_{is} и его средней толщиной H и радиусом R , получим

$$\rho_{oil} g' H \frac{\partial H}{\partial r} \approx \rho_{oil} g' \frac{V_{is}^2}{2R^5}, \quad (2.2)$$

где учтено $V_{is} \sim R^2 H$. Поскольку в рассматриваемом случае $V_{is} = Q_0 t$, получаем

$$\rho_{oil} g' (Q_0^2 t^2) / (2R^5) \approx \beta R^p / t^p, \quad (2.3)$$

и в итоге радиус $R(t)$ и площадь $A(t)$ осесимметричного пятна нефти при постоянно действующем источнике определяется как

$$R^{\dot{u}+p} \approx \rho_{\dot{u}} g' Q / (2\beta) \cdot t^{+p}, \quad (2.4)$$

$$A(t) = \pi R^2 \approx \pi [\rho_{oil} g' Q^2 / (2\beta)]^{\frac{2}{5+p}} t^{2\left(\frac{2+p}{5+p}\right)}. \quad (2.5)$$

Таким образом, при отсутствии течений и линейном трении между нефтью и водой рост площади нефтяного пятна будет проходить линейно со временем, а при квадратичном трении площадь пятна $A(t)$ будет пропорциональна $t^{8/7}$.

Сравним (2.4) с автомодельным решением, аналогично тому, как это было сделано в предыдущем разделе. Пусть распределение толщины линзы $H(r, t)$ изменяется по степенному закону

$$h(r, t) = H_0(0, t) \sqrt{1 - \left(\frac{r}{R(t)}\right)^{p+1}}, \quad (2.6)$$

где $H_0(0, t)$ — толщина линзы в центре, r — изменяется от 0 до $R(t)$.

Чтобы линза сохраняла форму при растекании, необходимо, чтобы радиальная скорость удовлетворяла условию

$$V(r, t) = \frac{r}{R(t)} \dot{R}(t). \quad (2.7)$$

В этом случае соотношение (2.1) преобразуется к виду

$$\frac{\rho_{oil} g'}{\beta} H_0(t)^2 (p+1) = R \dot{R}^p. \quad (2.8)$$

Из постоянства формы линзы следует соотношение между толщиной в центре пятна и меняющимся объемом

$$H_0 = \frac{V(t)}{\pi H_0 R(t)^2 (1 - \frac{1}{(p+2)})} = \frac{p+2}{p+1} \frac{Q t}{\pi R(t)^2}. \quad (2.9)$$

Из (2.8) и (2.9) следует

$$\frac{\rho_{oil} g'}{\beta} Q^2 \left[\frac{1}{\pi^2} \frac{(p+2)^2}{p+1} \right] t^2 = R^5 \dot{R}^p. \quad (2.10)$$

Или, обозначив не зависящий от t коэффициент в квадратных скобках в левой части через a , получим

$$\underbrace{a \frac{\rho_{oil} g'}{\beta} Q^2}_{b} t^2 = R^5 \dot{R}^p. \quad (2.11)$$

Если представить, что

$$\dot{R} \approx \frac{R}{t}, \quad (2.12)$$

тогда

$$R(t) \approx a^{\frac{1}{p+5}} \left[\frac{\rho_{oil} g'}{\beta} Q^2 \right]^{\frac{1}{p+5}} t^{\frac{p+2}{p+5}}. \quad (2.13)$$

Однако (2.12) не является строгим определением. Будем искать решение нелинейного дифференциального уравнения (2.11) в виде степенной зависимости $R(t)$

$$R = kt^\gamma. \quad (2.14)$$

В этом случае (2.11) переходит в

$$bt^2 = k^5 t^{5\gamma} k^p \gamma^p t^{p(\gamma-1)}. \quad (2.15)$$

Приравнявая степени обеих частей соотношения (2.15), получим

$$\gamma = \frac{p+2}{p+5}, \quad (2.16)$$

а коэффициент k определится как

$$b^{\frac{1}{p+5}} \left(\frac{p+5}{p+2} \right)^{\frac{p}{p+5}} = k. \quad (2.17)$$

И «точное» решение уравнения (2.11) определится как

$$R(t) = \underbrace{\left(\frac{p+5}{p+2} \right)^{\frac{p}{p+5}}}_{\alpha_1} \underbrace{\left[\frac{1}{\pi^2} \frac{(p+2)^2}{p+1} \right]^{\frac{1}{p+5}}}_{\alpha_2} \left[\frac{\rho_{oil} g'}{\beta} Q^2 \right]^{\frac{1}{p+5}} t^{\frac{p+2}{p+5}}. \quad (2.18)$$

Численные оценки коэффициентов α_1 , α_2 , α приведены в таблице 1.

Таким образом, можно утверждать, что «простая» оценка (2.4) отличается от «точного» решения (2.18) не более чем на 10 %. Однако нужно помнить, что соотношения типа (2.1) описывают процесс растекания лишь в определенные промежутки времени, да и то, надо признать, приближенно. По этой причине искать точные решения уравнений, имеющих ограниченную применимость к исследуемому процессу, не всегда целесообразно. Во многих случаях можно ограничиться «инженерными» оценками типа (2.4). Отметим также, что интегральная запись для массы

Таблица 1

Численные оценки коэффициентов			
p	Коэффициенты		
	α_1	α_2	α
1	1,12	0,87	0,98
1,5	1,15	0,89	1,03
2	1,17	0,91	1,07

нефти, поступающей на поверхность воды в виде (2.9), несколько сужает общность рассмотрения задачи, так как, вообще говоря, источник поступления нефти на поверхность, как правило, локализован и не должен ассоциироваться со всем пятном нефти, что неявно предполагается в (2.9).

Если закон трения между нефтью и водой выбрать аналогично работам [1–3], тогда напряжение трения запишется как

$$\tau_{ow} \propto \mu_w \frac{\partial u}{\partial z} \approx \mu_w \frac{R}{t\sqrt{v_w t}} \propto \frac{R}{t^{3/2}}. \quad (2.19)$$

Тогда оценка баланса сил (2.1) в случае осесимметричного растекания с постоянной интенсивностью истечения будет выглядеть как

$$\rho_{oil} g' \frac{Q^2 t^2}{2R^5} \approx \rho_w \sqrt{v_w} \frac{R}{t^{3/2}}, \quad (2.20)$$

а зависимость радиуса пятна $R(t)$ от времени и его площади $A(t)$ как

$$R \approx \left[\frac{\rho_{oil} g' Q^2}{2\rho_w \sqrt{v_w}} \right]^{1/6} t^{7/12}, \quad (2.21)$$

$$A(t) = \pi R^2 \approx \pi \left[\frac{\rho_{oil} g' Q^2}{2\rho_w \sqrt{v_w}} \right]^{1/3} t^{7/6}. \quad (2.22)$$

РАСТЕКАНИЕ НА НЕПОДВИЖНЫЙ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

Рассмотрим радиально-симметричное растекание фиксированного объема нефти V_0 по горизонтальной поверхности пористого снежно-ледяного массива для малых чисел Рейнольдса, в квазистационарном режиме, «когда растекание обусловлено балансом сил вязкого трения и гравитации». На твердой подложке граничное условие на границе раздела фаз состоит в равенстве нулю горизонтальной скорости (условие прилипания). При сделанных предположениях проинтегрированное по вертикальной координате уравнение баланса импульса запишется в виде

$$g \frac{\partial H}{\partial R} \approx -v \frac{u}{H^2}, \quad (3.1)$$

где левая часть представляет силу, вызванную градиентом давления, а правая — вязким трением, H — средняя толщина слоя нефти на поверхности более плотного субстрата, R — радиус осесимметричного пятна нефти, v — кинематическая вязкость растекающейся субстанции.

Будем считать, что объем нефти на поверхности снежно-ледяного покрова примерно равен $V(t) \approx \pi H(t) R(t)^2$. Принимая $u \sim R/t$ и заменив производную по радиусу оценкой H/R , получим

$$R(t) \propto \left(\frac{V(t)^3}{\pi^3} \frac{g}{v} \right)^{1/8} t^{1/8}. \quad (3.2)$$

Положим, что изменение объема нефти на поверхности снега или льда за счет фильтрации

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\pi R^2 u_f, \quad (3.3)$$

где u_f — скорость фильтрации, определяемая из закона Дарси

$$u_f \approx \rho_{oil} g k_p / \mu_{oil}, \quad (3.4)$$

где k_p — коэффициент проницаемости грунта.

Объединяя (3.3) и (3.4), получим

$$\frac{dV}{dt} = - \underbrace{\left[\pi u_f \left(\frac{g}{v} \frac{1}{(\pi)^3} \right)^{1/4} \right]}_{a_2} V(t)^{3/4} t^{1/4} = -a_2 V(t)^{3/4} t^{1/4}, \quad (3.5)$$

где a_2 — числовой коэффициент, равный

$$a_2 = \pi^{1/4} [u_f (g/v)^{1/4}].$$

Решение (3.5):

$$V(t)^{1/4} = V(0)^{1/4} - \frac{1}{5} a_2 t^{5/4}. \quad (3.6)$$

Растекание прекратится, когда объем нефти на поверхности снежно-ледяного покрова станет равным нулю $V(t) = 0$.

Из (3.6) для времени прекращения растекания t_m получим

$$t_m = K_t (v/g)^{1/5} u_f^{-4/5} V(0)^{1/5} = K_t k_p^{-4/5} (v/g) V(0)^{1/5}, \quad (3.7)$$

где $V(0) = V_0$ — начальный объем разлива, K_t — числовой коэффициент.

Если соотношение (3.6) подставить в (3.2) и определить максимум функции $R(t)$, получим максимальный радиус разлива

$$R_m = K_R \left(\frac{g}{v u_f} \right)^{1/10} V(0)^{2/5}, \quad (3.8)$$

где K_R — числовой коэффициент. Оценка коэффициентов для жидкости с кинематической вязкостью $v = 1$ [см²/с] и грунта с коэффициентом проницаемости $4,3 \cdot 10^{-11}$ [м²] по результатам численного решения задачи [9] представлена в таблице 2.

Полученные оценки времени прекращения растекания и максимального радиуса растекания для залпового сброса нефти на горизонтальную поверхность пористого грунта, в том числе на поверхность снежного или ледяного покрова, показали примерное соответствие результатам численного моделирования растекания и могут

Таблица 2

Сравнение данных численного моделирования и теоретических оценок для максимального радиуса растекания и времени прекращения растекания

Объем нефти, м ³	Численное моделирование		Теоретическая оценка		Коэффициент K_R	Коэффициент K_t
	радиус, м	время, ч	радиус, м	время, ч		
1000,0	225,0	2,0	172,4	2,2	1,3	0,9
10000,0	570,0	2,7	433,2	3,4	1,3	0,8
100000,0	1350,0	5,5	1088,1	5,5	1,2	1,0

быть использованы для предварительной оценки указанных параметров в аварийных ситуациях. Подчеркнем, что довольно простые оценки были получены в предположении отсутствия теплообмена между растекающейся субстанцией и подстилающим субстратом и без учета уменьшения объема нефти за счет испарения.

РАСТЕКАНИЕ НА ДВИЖУЩИЙСЯ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

Используем вышеприведенные результаты для оценивания параметров разлива нефти, вытекающей на движущийся лед. Подобную ситуацию можно представить при фонтанировании аварийной скважины с палубы платформы, мимо которой проходит дрейфующее ледяное поле. Аналогично проливу нефти на поверхность моря при течении определим объем нефти, вытекающий из источника за время t_1 , как $V_1(t) = H(t)YL_1$, где $L_1 = Ut_1$. Рассматривая течение нефти в областях, расположенных на некотором расстоянии от «головы» и «хвоста» разлива, можно считать, что растекание происходит только в направлении, перпендикулярном движению ледяного поля (поперечном направлении). Тогда, учитывая, что растекание по твердой пористой подложке описывается аналогично (3.1), запишем

$$g \frac{\partial H}{\partial y} \approx -v \frac{u}{H^2} \quad (4.1)$$

и, принимая во внимание одномерный характер растекания, получим соотношение для характерного размера разлива в поперечном направлении

$$g \frac{H}{Y} \approx g \frac{V_1}{Y^2 L_1} \approx v \frac{Y(YL_1)^2}{V_1^2 t}, \quad (4.2)$$

$$Y^5 = \frac{g}{v} \frac{V_1^3}{L_1^3} t. \quad (4.3)$$

Или

$$Y(t) \approx \left(\frac{Q}{U} \right)^{3/5} \left(\frac{g}{v} \right)^{1/5} t^{1/5}. \quad (4.4)$$

Изменение объема нефти за счет фильтрации

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} = -YL_1 u_f. \quad (4.5)$$

Подставляя (4.5) в (4.3), получим

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} = - \left[\left(\frac{V_1^3}{L_1^3} \right) \frac{g}{v} \right]^{1/5} t^{1/5} L_1 u_f \quad (4.6)$$

и

$$\frac{\partial V_1}{L_1 \partial t} = - \left[\left(\frac{V_1^3}{L_1^3} \right) \frac{g}{v} \right]^{1/5} t^{1/5} u_f. \quad (4.7)$$

Обозначим новую переменную $V' = V_1/L_1$, физический смысл которой определится как объем нефти на единицу длины распространения разлива в продольном (по течению) направлении. Тогда

$$\frac{\partial V'}{\partial t} = -a_1 V' (t)^{3/5} t^{1/5}, \quad (4.8)$$

где

$$a_1 = (g / \nu)^{1/5} u_f .$$

Решение (4.8) при начальном условии $V(0) = Q/U$

$$V^{1/5} = V'(0)^{1/5} - (a / 6) t^{6/5} . \quad (4.9)$$

Время прекращения растекания в поперечном направлении

$$t_m = \left[(6 / a) \cdot (Q / U)^{2/5} \right]^{5/6} = (6 / a)^{5/6} (Q / U)^{1/3} , \quad (4.10)$$

а предельный размер в поперечном направлении определится как

$$Y_m \approx 6^{1/6} (g / \nu u_f)^{1/6} (Q / U)^{2/3} . \quad (4.11)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соотношения (1.7) для площади пятна нефти при продолжительном сбросе на морскую поверхность в условиях квазипостоянного течения и (2.5) для растекания при отсутствии течения, (3.7), (3.8), (4.11) для времени прекращения растекания на пористой поверхности и максимального размера загрязненного подстилающего субстрата получены во многом аналогично «классическим» формулам Фэя [1–3] с привлечением результатов [6]. Авторы посчитали возможным назвать подобный подход инженерным оцениванием, имея в виду, что упрощение уравнений движения, сведение системы уравнений гидродинамики к балансу только лишь двух «основных» сил приводит в результате не к решению задачи, но к оценке параметров разлива с точностью, в ряде случаев достаточной для решения практических задач. Как и в случае с формулами Фэя, в наших оценках не рассматривались процессы выветривания нефти. Таким образом, полученные результаты можно отнести к консервативным оценкам, сделанным «с запасом». На практике за счет процессов испарения объем нефтяного пятна на поверхности моря или снежно-ледяного покрова будет уменьшаться и, соответственно, будут уменьшаться характерные размеры области загрязнения, оценивание которых было проведено в данной работе.

При анализе разливов нефти в море большой продолжительности, когда скорость течения нельзя считать постоянной в течение всего времени сброса нефти, например, в приливных морях, приведенные инженерные оценки полезны как возможность рассматривать продолжительный разлив нефти как суперпозицию его отдельных частей, формирующихся последовательно в районе аварии с учетом скорости течения на момент попадания нефти или нефтепродукта на поверхность.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-07-00373 и № 18-07-01001.

Acknowledgments. This work has been partly supported by RFBR grants № 18-07-00373 and № 18-07-01001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fay J.A. The spread of oil slicks on a calm sea // Oil on the Sea / Hoult D.P. (ed.). NY.: Plenum Press, 1969. P. 53–63.

REFERENCES

1. Fay J.A. The spread of oil slicks on a calm sea. Oil on the Sea. Edited by Hoult D.P. NY.: Plenum Press, 1969: 53–63.

2. Fay J.A. Physical processes in the spread of oil on a water surface // Proc. of Int. Conf. on Prevention and Control of Oil Spills, Washington. D.C. U.S.A. 1971. V. 1971. № 1. P. 463–467.
2. Fay J.A. Physical processes in the spread of oil on a water surface. Proc. of Int. Conf. on Prevention and Control of Oil Spills, Washington. D.C. U.S.A. 1971, 1971, 1: 463–467.
3. Hoult D.P. Oil spreading on the sea // Ann. Rev. Fluid Mech. 1972. V. 4. P. 341–368.
3. Hoult D.P. Oil spreading on the sea. Ann. Rev. Fluid Mech. 1972, 4: 341–368.
4. Reed M., Johansen O., Brandvik P.J., Daling P., Lewis A., Fiocco R., Mackay D., Prentki R. Oil spill modeling towards the close of the 20th century: overview of the state-of-the-art // Spill Science Technology Bull. 1999. № 5. P. 3–16.
4. Reed M., Johansen O., Brandvik P.J., Daling P., Lewis A., Fiocco R., Mackay D., Prentki R. Oil spill modeling towards the close of the 20th century: overview of the state-of-the-art. Spill Science Technology Bull. 1999, 5: 3–16.
5. Fingas M.F., Hollebone B.P. Review of behaviour of oil in freezing environments // Marine Pollution Bull. 2003. V. 47. P. 333–340.
5. Fingas M.F., Hollebone B.P. Review of behaviour of oil in freezing environments. Marine Pollution Bull. 2003, 47: 333–340.
6. Nihoul J.C.J. A non-linear mathematical model for the transport and spreading of oil slicks // Ecological Modelling. 1984. V. 22. № 1–4. P. 325–339.
6. Nihoul J.C.J. A non-linear mathematical model for the transport and spreading of oil slicks. Ecological Modelling. 1984, 22, 1–4: 325–339.
7. Зацепя С.Н., Ивченко А.А., Овсиенко С.Н. О параметризации растекания нефти по горизонтальной пористой поверхности // Тр. ГОИН. 2009. Вып. 212. С. 218–226.
7. Zatsepa S.N., Ivchenko A.A., Ovsienko S.N. Parametrization of oil spreading on horizontal porous surface. *Trudy Gosudarstvennogo Okeanographicheskogo instituta*. Proc. of SOI. 2009, 212: 218–226. [In Russian].
8. Зацепя С.Н., Дианский Н.А., Журавель В.И., Ивченко А.А., Коротенко К.А., Солбаков В.В., Становой В.В., Фомин В.В. Моделирование разливов нефти в море для планирования мероприятий по обеспечению экологической безопасности при реализации нефтегазовых проектов. Часть 2. Особенности реализации прикладных задач // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 5–18.
8. Zacepa S.N., Dianskij N.A., Zhuravel' V.I., Ivchenko A.A., Korotenko K.A., Solbakov V.V., Stanovoj V.V., Fomin V.V. Simulation of oil spills in the sea for planning measures to ensure environmental safety in oil and gas projects. Part II. Features of realization for applied problems. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 1 (107): 5–18. [In Russian].

Уважаемые авторы!

Обращаем ваше внимание на то, что с января 2018 года изменились требования к статьям, направляемым в редакцию журнала для рассмотрения возможности их публикации. Это связано с тем, что перед журналом поставлена задача войти в международную базу цитирования данных *Scopus*. В связи с этим ужесточились требования к содержанию и структуре англоязычных аннотаций к статьям, подписям к рисункам, благодарностям. Очень важные изменения коснулись оформления библиографических описаний. Помимо основного списка литературы необходимо подготовить *References* — список литературы, оформленный по правилам международных баз цитирования. Обращаем Ваше внимание, что оба списка формируются не в алфавитном порядке в соответствии с отечественными нормативными документами, а по мере упоминаний в тексте статьи. Будьте внимательны, ссылки в списках оформляются по-разному. Ссылка на документ с подробным описанием требований к статьям приведена в конце настоящих правил.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

Журнал рассматривает для публикации научные статьи по основным направлениям исследований в полярных областях Земли: океанологии, физике атмосферы и гидросферы, метеорологии и климатологии, гидрологии суши и гидрохимии, гляциологии и криологии, геоморфологии и эволюционной географии, ледотехники, геологии и геофизике. Также представляют интерес работы по экологии, биоценологии и биогеографии, социальной географии и социальной антропологии, исследующих изменения в полярных регионах.

В издании публикуются новые результаты научных исследований, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи, очерки по истории полярных исследований и краткие сообщения, посвященные памятным датам (по заказу редакции). Все статьи проходят двойное анонимное рецензирование.

Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Автор(ы) статьи должны подтвердить, что эта статья ранее не была опубликована, а также не представлена для рассмотрения и публикации в другом журнале.

Все материалы представляются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста, рисунков (см. требования к рисункам) и файла с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются. Статьи проходят двойное рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) — и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.). Благодарности и ссылки на гранты или темы даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PSD, и в векторных — CDR (версии X6 и старше) или AI (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисовочных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис. 1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В списке литературы (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады)).

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакция извещает авторов о возможной выборочной проверке присланных для публикации статей в системе «Антиплагиат».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики». Он размещен на странице журнала по адресу: http://www.aari.ru/misc/publicat/req_pub_aanii_.pdf и обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Подписано в печать 10.07.2018
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать цифровая
Печ. л. 6,5
Заказ № ____

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29